

Geomagneettinen aktiivisuus modernin maksimin laskevalla kaudella

Pro gradu -tutkielma

Fysiikan tutkinto-ohjelma
Oulun yliopisto

Ville Filppa

2021

Sisällys

1	Johdanto	3
2	Auringon aktiivisuus ja aurinkosykli	5
3	Aurinkotuulen lähteet ja niiden aurinkosyklivaihtelu	7
4	Magnetosfäärin ja ionosfäärin dynamiikka	10
5	Geomagneettinen aktiivisuus	16
5.1	Geomagneettisen aktiivisuuden määritelmä	16
5.2	Aurinkotuuliparametrien vaikutus	17
5.3	Geomagneettinen aktiivisuus eri leveyspiireillä	18
6	Geomagneettisen aktiivisuuden indeksit	20
6.1	Revontulialueen <i>AU/AL/AE</i> -indeksit	20
6.2	<i>SME</i> -indeksi	21
6.3	<i>K</i> -, <i>ak</i> - ja <i>Ak</i> -indeksit	21
6.4	<i>Kp</i> -, <i>ap</i> - ja <i>Ap</i> -indeksit	22
6.5	<i>aa</i> -indeksi	23
6.6	<i>am</i> -indeksi	24
6.7	<i>IHV</i> -indeksi	25
6.8	<i>IDV</i> -indeksi	27
6.9	<i>A_h</i> -indeksi	27
6.10	<i>Dst</i> -indeksi	28
7	Data ja menetelmät	29
7.1	Asemien koordinaatit	30
7.2	Perustason hyyt	31
7.3	Poikkeavat arvot	31
7.4	Matlab-ohjelmat	32
7.5	Dokumentointi	36
7.6	Pääkomponenttianalyysi	37
7.7	Muu data	38
8	Geomagneettisen aktiivisuuden vaihtelu	40
8.1	Pitkäaikainen muutos	40
8.2	LT-vaihtelu	42
8.3	Aurinkosyklivaihtelu	42
8.4	Vuosivaihtelu	48
8.5	UT-vaihtelu	53

8.6	Puolivuosisvaihtelu	55
8.6.1	Päiväntasausteoria	56
8.6.2	Russellin ja McPherronin teoria	59
8.6.3	Aksiaaliteoria	61
8.6.4	Puolivuosisvaihtelun teorioiden vertailu	64
9	Yhteenveto	64

1 Johdanto

Auringon magneettikenttä vaihtelee lähes dipolikentän ja multipolaarisen kentän välillä. Multipolaarisen kentän aikaan fotosfäärissä nähdään paljon Auringonpilkkuja, joissa köysimäiseksi punoutunut magneettikenttä läpäisee fotosfäärin ja muodostaa ulkonevia silmukoita kromosfäärissä. Auringonpilkkuminimin aikaan Auringon magneettikenttä on lähellä dipolia, jonka suunta vaihtelee minimistä toiseen. Auringonpilkkujen määrä vaihtelee noin 11-vuoden jaksoissa ja Auringon magneettikenttä noin 22-vuoden jaksoissa, kun pilkkujen magneettinen järjestys vaihtelee syklistä toiseen. Auringon magneettikenttä avautuu avaruuteen heliosfäärin magneettikenttänä (*heliospheric magnetic field*, HMF). Heliosfäärin magneettikenttä muodostaa Parkerin spiraalin muodon Auringon pyöriessä. Aurinkotuuli muodostuu varatuista hiukkasista, jotka virtaavat Auringosta avaruuteen. Aurinkotuulen varatut hiukkaset pysyvät samoilla magneettikentän kenttäviivoilla minkä takia heliosfäärin magneettikentän rakenteet kulkevat aurinkotuulen mukana.

Maan magneettikenttä on lähes dipoli, joka on vähän kallellaan Maan pyörimisakseliin nähden. Maan magneettikenttä muuttuu ja Maan magneettiset navat liikkuvat. Magneettinen pohjoisnapa on etelässä ja magneettinen etelänapa on pohjoisessa. Maan magneettikenttä muodostaa lähiavaruuteen magnetosfäärin, jota aurinkotuuli painaa päiväpuolella ja yöpuolella venyttää pitkäksi pyrstöksi. Magnetosfääriä ja aurinkotuulta erottaa magnetopausi. Päiväpuolen magnetopausissa voi magnetosfäärin magneettikentän ja heliosfäärin magneettikentän välillä tapahtua rekonnektiota, jos heliosfäärin magneettikentän suunta on vastakkainen kuin magnetosfäärin magneettikenttä, eli etelänsuuntainen. Rekonnektiossa heliosfäärin ja magnetosfäärin kenttäviivat yhdistyvät toisiinsa, minkä seurauksena magnetosfäärin magneettikentän kenttäviivat avautuvat päiväpuolelta ja kulkeutuvat napa-alueen yli kohti magnetosfäärin pyrstöä. Pyrstön magneettivuon kasvaa kenttäviivojen kulkeutumisen seurauksena. Pohjoisella ja eteläisellä pyrstölohkoilla on erisuuntaiset magneettikentät, joita erottavassa plasmalevyssä kulkee lännensuuntainen virta. Pyrstölohkojen magneettivuon kasvaessa plasmalevy painuu ohueksi, jolloin voi tapahtua pyrstölohkojen magneettikenttien välinen rekonnektio. Rekonnektion seurauksena osa magnetosfäärin pyrstöstä irtaoo avaruuteen.

Magnetosfäärin pyrstössä tapahtuva rekonnektio aiheuttaa virran purkautumisen magnetosfäärin kenttäviivoja pitkin yöpuolen revontulia-alueelle ionosfääriin. Ionosfäärissä virta kulkee yöpuolella länteen mistä virta yhdistyy kentänsuuntaisena virtana takaisin magnetosfäärin pyrstön plasmalevyyn. Tätä purkausta missä epävakaasta pyrstöstä purkautuu energiaa nopeasti kutsutaan alimyrskyksi. Alimyrskyt aiheuttavat magneettikentän H-komponentin heikkenemisen revontulia-alueella ionosfäärin virran seurauksena. Alimyrskyn kesto on tyypillisesti 2-4 tun-

tia ja niitä tapahtuu muutamia päivässä. Alimyrskyjen aiheuttamat kentänsuuntaiset virrat synnyttävät yöpuolen ionosfääriin revontulia.

Magnetosfäärissä noin 3-7 Maan säteen etäisyydellä on rengasvirta, joka koostuu varatuista hiukkasista jotka ovat vangittuina Maan magneettikenttään ja kulkeutuvat Maan ympäri. Positiiviset ionit kulkeutuvat länteen ja elektronit itään. Rengasvirta heikentää magneettikenttää Maan pinnalla voimakkaimmin lähellä ekvaattoria. Geomagneettisessa myrskyssä magnetosfääriin siirtyvä energia kasvaa ja magnetosfäärin rengasvirran varattujen hiukkasten määrä kasvaa. Geomagneettiseen myrskyyn tarvitaan pitkäkestoinen etelänsuuntainen heliosfäärin magneettikenttä ja keskiarvoa suurempi aurinkotuulen nopeus.

Geomagneettisella aktiivisuudella tarkoitetaan maanpinnalla mitattua Maan magneettikentän muutoksia, joiden lähteenä on aurinkotuuli. Magneettiset myrskyt ja alimyrskyt ovat magnetosfäärin ja ionosfäärin ilmiöitä, jotka havaitaan maanpinnalla geomagneettisena aktiivisuutena. Geomagneettisella aktiivisuudella on Auringon aktiivisuudesta riippuvat pitkäaikainen tason muutos ja aurinkosykli-vaihtelu. Lisäksi geomagneettisella aktiivisuudella on myös vuosivaihtelu, puoli-vuosivaihtelu ja globaali sekä paikallinen päivävaihtelu, jotka syntyvät maan kiertoliikkeen ja pyörimisliikkeen seurauksena. Aurinkotuulen suuri nopeus ja tiheys sekä etelänsuuntaisen HMF:n voimakkuus GSM-koordinaatistossa ($GSM=geo\text{-}centric\ solar\ magnetospheric$) vaikuttavat syntyvän geomagneettisen aktiivisuuden määrään. Voimakkaimpia geomagneettisia myrskyjä aiheuttavat koronan massapurkaukset, jotka syntyvät kun auringonpilkkujen yhteydessä olevat Auringon magneettikentän silmukat avautuvat ja Auringon materiaa purkautuu avaruuteen. Eniten geomagneettista aktiivisuutta tuottavat toistuvat hitaan ja nopean aurinkotuulen väliset tiheysrintamat, jotka syntyvät kun jäljempänä tuleva nopea aurinkotuuli puristaa edellä kulkevaa hidasta aurinkotuulta. Suurista koronan aukoista aurinkotuuli pääsee virtaamaan avoimia kenttäviivoja pitkin nopeina suihkuvirtauksina suoraan avaruuteen. Auringonpilkkujen yhteydessä esiintyvistä streamereistä ja pienistä koronan aukoista avaruuteen virtaa hidasta aurinkotuulta. Hitaan ja nopean aurinkotuulen väliset rintamat toistuvat noin 27 päivän välein, kun koronan aukot ja streamerit pyörivät Auringon mukana.

Tässä tutkielmassa tutustutaan geomagneettiseen aktiivisuuden säännöllisiin vaihteluihin ja siihen liittyen Auringon, aurinkotuulen ja magnetosfäärin ominaisuuksiin. Geomagneettista aktiivisuutta tutkitaan pääasiassa auringonpilkkuluvun modernin maksimin laskevalla kaudella 1960-luvulta eteenpäin. Geomagneettisella aktiivisuudella on useita säännöllisiä vaihteluita joihin tutustutaan. Geomagneettisen aktiivisuuden ajallisen ja paikallisen vaihtelun tutkimiseksi käytetään apuna pääkomponenttianalyysiä. Lisäksi tutkielmassa esitellään geomagneettisen datan käsittelyä ja esitellään geomagneettisen aktiivisuuden indeksejä.

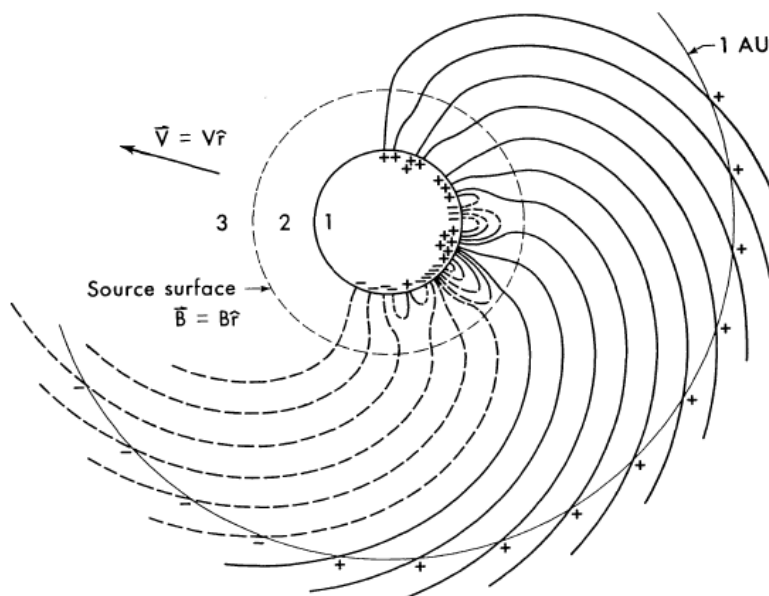
2 Auringon aktiivisuus ja aurinkosykli

Auringon aktiivisuus vaihtelee noin 11 vuoden jaksoissa niin sanotun aurinkosyklin aikana. Auringon aktiiviseen aikaan Auringon pinnalla nähdään eniten auringonpilkkuja. Aurinkosyklin minimin aikaan magneettikenttä on lähes dipoli ja aurinkosyklin maksimin aikaan Auringon magneettikenttä on multipolaarinen. Auringon korkeiden leveyspiirien magneettinen napaisuus ja pilkkujen magneettinen järjestys muuttuu aurinkosyklin minimistä toiseen, minkä vuoksi Auringon magneettikentällä on noin 22 vuoden Hale-sykli.

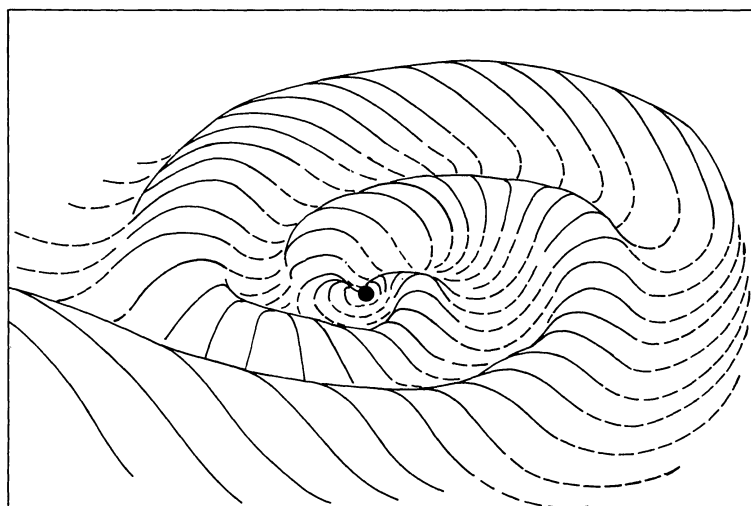
Auringon atmosfäärin uloin osa on korona, josta plasma virtaa avaruuteen luoden aurinkotuulen. Koronassa lähes kaikki hiukkaset ovat ionisoituneita. Auringon unipolaarisilta alueilta magneettikenttä avautuu koronaan ja avaruuteen. Näitä alueita kutsutaan koronan aukoiksi. Aurinkosyklin minimin aikaan korkeilla heliograafisilla leveyspiireillä on suuret koronan aukot. Auringonpilkkut syntyvät noin 20° - 30° heliograafiselle leveyspiirillä syklin alussa ja siirtyvät kohti ekvaattoria syklin aikana. Aurinkosyklin minimin aikaan nähdään vanha aktiivinen alue lähellä ekvaattoria ja uuden syntyminen korkeammalla leveyspiirillä. Auringonpilkkujen yhteydessä magneettikenttä muodostaa koronassa ulkonevia silmukoita.

HMF muodostaa spiraalimaisen muodon (ns. Parkerin spiraali) kun Auringon magneettikenttä pyörii Auringon pyörimisliikkeen mukana. Aurinko pyörii noin 27 päivän aikana itsensä ympäri. Aurinkotuulen varatut hiukkaset virtaavat radiaalisesti pois päin auringosta. Aurinkotuulen varatut hiukkaset pysyvät samoilla magneettikentän kenttäviivoilla kuin mistä ne ovat lähteneet. Auringon pyörimisliikkeen ja magneettisen yhteyden seurauksena HMF-suunta kääntyy yhä jyrkemmin atsimuuttisuuntaan kauempana Auringosta. Maan etäisyydellä kulma on noin 45 astetta Aurinko-suuntaan nähden. Kuvassa 1 on esitetty mallikuva HMF-viivojen spiraalimuodosta. HMF-suunta voi olla joko pois päin Auringosta (*away*, A-sektori) tai Aurinkoa kohti (*toward*, T-sektori) riippuen koronan magneettikentän napaisuudesta alueella mistä aurinkotuuli on lähtenyt. Korkeiden leveyspiirien koronan aukoista magneettikenttä avautuu avaruuteen minkä vuoksi HMF on pohjoisilla ja eteläisillä heliograafisilla leveyspiireillä erisuuntainen. Erisuuntaisia pohjoista ja eteläistä HMF:ää erottaa heliosfäärin virtalevy (*heliospheric current sheet*, HCS) lähellä Auringon ekvaattoritasoa. HCS muodostaa aaltoilevan rakenteen jossa näkyy myös spiraalimuoto. Kuvassa 2 on esitetty HCS:n mallikuva.

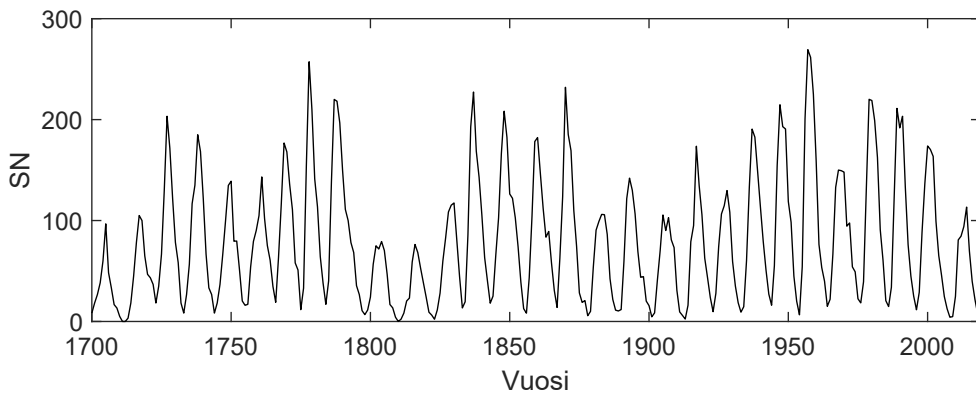
Auringon aktiivisuus on kasvanut 1900-1950 -luvulla ja laskenut 1980-2010 -luvulla, mikä näkyy aurinkosyklin maksimien korkeuden muutoksena. Tätä 1950-luvulla syklin 13 aikana saavutettua maksimia auringonpilkkuluvussa kutsutaan moderniksi maksimiksi. Modernin maksimin aikana poikkeavana nähdään aurinkosykli 20 joka on matalampi kuin viereiset maksimit. Auringonsykliä lasketaan siten, että vuonna 1755 alkoi ensimmäinen sykli. Viimeisin sykli 24 päättyi vuonna 2019 minkä jälkeen alkoi nykyinen sykli 25. Kansainvälisen auringonpilkku-



Kuva 1: HMF-kenttäviivojen muodostama Parkerin spiraalimuoto. A-sektori on merkitty kuvaan yhtenäisellä viivalla ja T-sektori katkoviivalla [Schatten *et al.*, 1969].



Kuva 2: Mallikuva heliosfäärin virtalevystä. Yhtenäisellä viivalla on merkitty HCS Auringon ekvaattoritason pohjoispuolella ja katkoviivalla on merkitty HCS Auringon ekvaattoritason eteläpuolella. Musta pallo on Aurinko [Svalgaard ja Wilcox, 1978].



Kuva 3: Kansainvälisen auringonpilkkuluvun (SN; versio 2) vuosikeskiarvot vuosina 1700-2019.

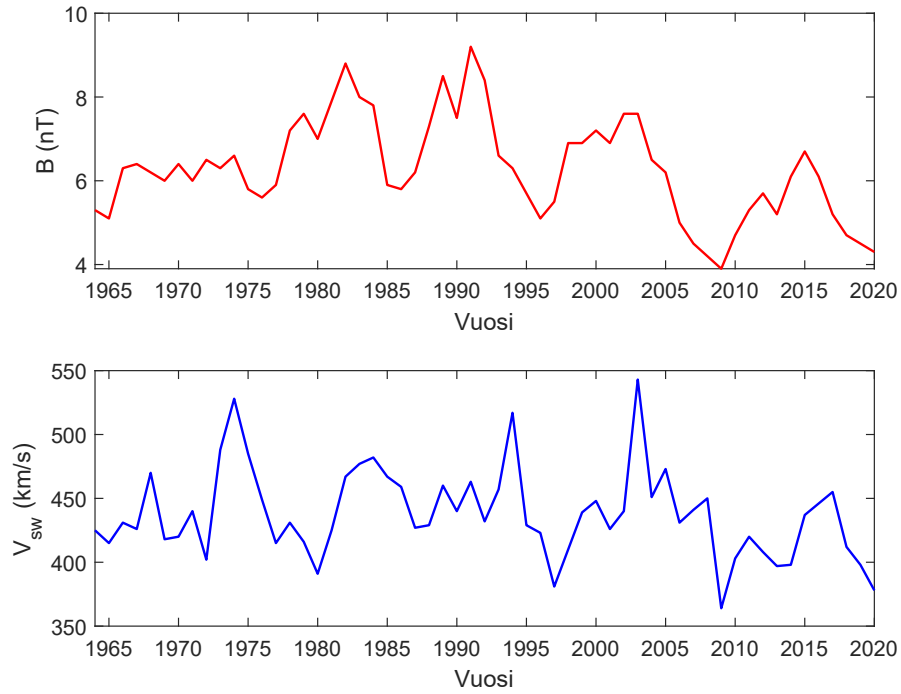
luvun version 2 vuosikeskiarvot on esitetty kuvassa 3 vuosina 1700-2019.

Kuvassa 4 on esitetty HMF:n voimakkuuden B ja aurinkotuulen nopeuden V_{sw} vuosikeskiarvot vuosina 1964-2020. HMF:n voimakkuudella on aurinkosykli-vaihtelu, jonka maksimit ovat lähes samaan aikaan aurinkosyklimaksimin kanssa. HMF:n voimakkuus on kasvanut 1964-1991 ja laskenut 1991-2020. Aurinkosykli 20, joka oli matalampi kuin viereiset syklit, näkyy myös matalampana HMF:n voimakkuutena. Laskeva kausi vuodesta 1991 eteenpäin vastaa hyvin modernin maksimin laskua. Aurinkotuulen nopeudella on aurinkosykli-vaihtelu joka on jäljessä aurinkosykliä. Tämä johtuu siitä että aurinkosyklin laskevalla kaudella Maahan kohdistuu paljon nopeaa aurinkotuulta suurista koronan aukoista. Aurinkotuulen nopeus laskee hitaasti vuosina 1982-2020 modernin maksimin laskun tapaan.

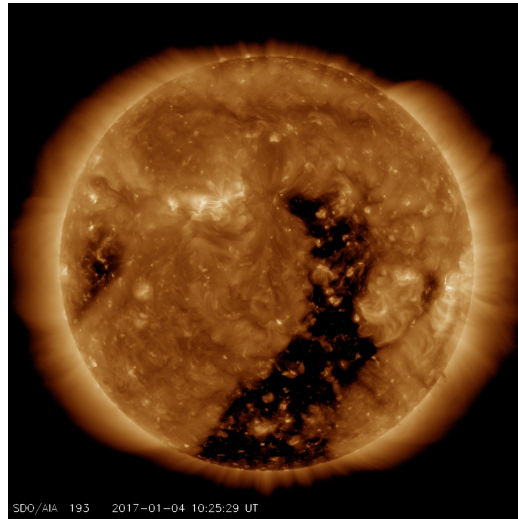
3 Aurinkotuulen lähteet ja niiden aurinkosykli-vaihtelu

Koronan aukkojen avoimilta kenttäviivoilta varatut hiukkaset pääsevät virtaamaan aurinkotuuleen nopeana aurinkotuulena (*high-speed solar wind stream*, HSS). Aurinkosyklin laskevalla kaudella koronan aukot voivat ulottua matalille heliograafisille leveyspiireille, minkä seurauksena maahan kohdistuu nopeaa aurinkotuulta. Koronan aukko 4. tammikuuta 2017 kuvattuna kaukoultraviolettivalon aallonpituudella 19.3 nm on esitetty kuvassa 5.

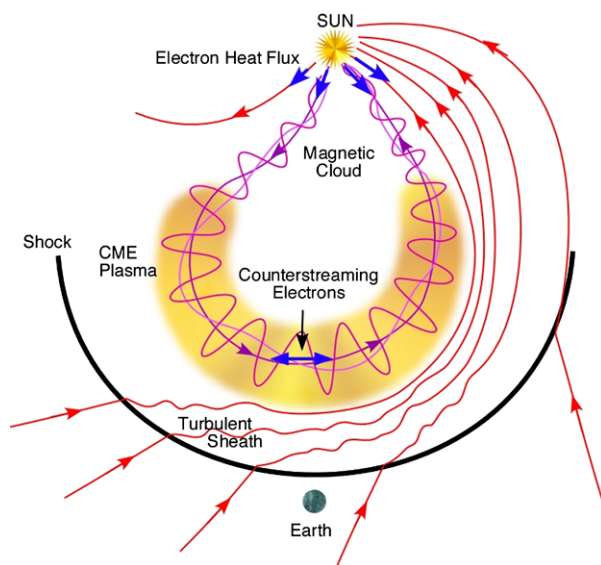
Auringon aktiivisen alueen läheisyydessä hiukkasia virtaa hitaana aurinkotuulena streamereistä ja niiden lähialueelta. Matalan heliograafisen leveyspiirin suurista koronan aukoista tuleva nopea aurinkotuuli saa hitaan aurinkotuulen kiinni, jolloin niiden välille syntyy tiheysrintamia (*corotating interaction region*, CIR)



Kuva 4: HMF:n voimakkuuden B (ylhäällä) ja aurinkotuulen nopeuden V_{sw} (alhaalla) vuosikeskiarvot vuosina 1964-2020.



Kuva 5: NASAn SDO (Solar Dynamics Observatory) -satelliitin 19.3 nm aallonpituudella ottama kuva etelänavalta matalalle heliograafiselle leveyspiirille ylettyvästä koronan aukosta 4. tammikuuta 2017. Koronan aukko näkyy kuvassa tummana alueena (<https://sdo.gsfc.nasa.gov/gallery/main/item/769>).



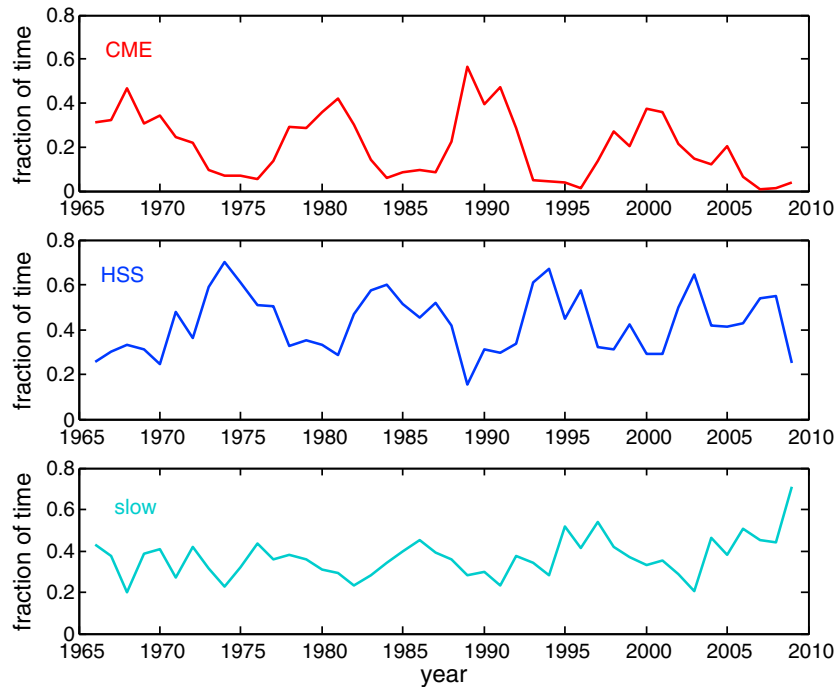
Kuva 6: Mallikuva magneettisesta pilvestä [Richardson ja Cane, 2010].

Ne toistuvat 27 päivän välein Auringon pyöriessä ja voivat aiheuttaa pieniä ja keskisuuria geomagneettisia myrskyjä.

Pilkkujen ja muiden aktiivisten alueiden yhteydessä olevat suuret magneettikentän silmukat voivat myös avautua aurinkotuuleen, jolloin Auringosta purkautuu ainetta koronan massapurkauksena (*coronal mass ejection*, CME). CME:t aiheuttavat suurimmat geomagneettiset myrskyt. CME voi nopeudeltaan olla pienimmillään alle 300 km/s ja suurimmillaan jopa 1300 km/s [Richardson ja Cane, 2010]. CME voi aiheuttaa magneettisen pilven, jossa magneettikentän silmukkarakenne säilyy aurinkotuulella edetessään. Magneettisen pilven mallikuva on esitetty kuvassa 6. Magneettista pilveä edeltää shokkirintama, missä nopea magneettinen pilvi työntää hitaampaa aurinkotuulta. Magneettisen pilven magneettikenttä on kietoutunut köysimäisesti minkä seurauksena Maassa voidaan havaita voimakas etelänsuuntainen magneettikenttä, mikä synnyttää voimakkaita geomagneettisia myrskyjä. Magneettisessa pilvessä on suuri protoni- ja elektronitiheys, sillä ne pysyvät samoilla magneettisilla kenttäviivoilla. Magneettisen pilven jälkeen tulee alue, johon hiukkaset eivät pääse ja jossa hiukkastiheys on pieni.

Auringon aktiivisten alueiden yhteydessä olevista streamereistä virtaa hiukkasia avaruuteen hitaana aurinkotuulena. Streamerit sijaitsevat aurinkosyklin minimaikaan lähellä Auringon magneettista ekvaattoria. Hidas aurinkotuuli sisältää usein heliosfäärin virtalevyn.

Richardson et al. [2000] luokittelivat aurinkotuulen tyypin aurinkotuulen plasman ja magneettikentän mittauksista vuosilta 1972-1986. Luokiteltavat tyypit olivat CME, HSS ja hidas aurinkotuuli. Richardson ja Cane [2012] laajensivat luo-

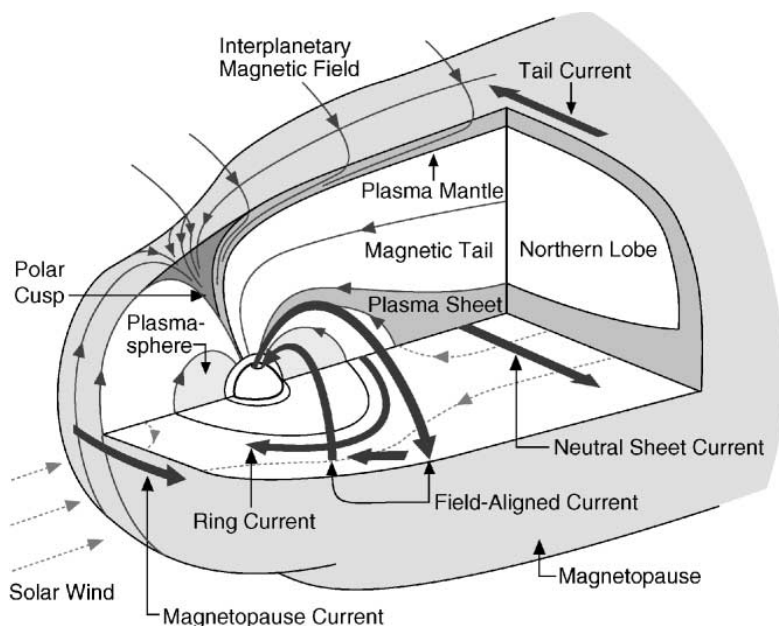


Kuva 7: Maahan kohdistuvan kolmen aurinkotuulen tyyppin osuudet ajasta vuosina 1966-2009 [Holappa et al., 2014].

kittelua vuosiin 1964-2011. Kuvassa 7 on esitetty kolmen aurinkotuulen tyyppin, CME, HSS ja hidas aurinkotuuli, osuudet ajasta vuosina 1966-2009. CME-osuudella on aurinkosyklivaihtelu jonka maksimi on samaan aikaan aurinkosyklimaksimin kanssa, jolloin Aurinko on aktiivisin ja koronan massapurkauksia on eniten. CME-osuudessa näkyy jonkin verran varsinkin minimiaikaan modernin maksimin laskun mukainen CME-osuuden lasku. HSS-osuudella on aurinkosyklivaihtelu, jonka maksimi on aurinkosyklin myöhäisellä laskevalla kaudella. HSS-osuudessa ei näy selvää pitkäaikaista muutosta. Hitaan aurinkotuulen osuudella ei ole selvää aurinkosyklivaihtelua eikä selvää pitkäaikaista muutosta.

4 Magnetosfäärin ja ionosfäärin dynamiikka

Magnetosfäärin päiväpuolella voi tapahtua magneettikenttien rekonnektio, jos HMF on etelänsuuntainen eli vastakkaissuuntainen kuin ekvatoriaalisen magnetosfäärin magneettikenttä. Tällöin magnetopausissa magnetosfäärin kenttäviivat yhdistyvät HMF-kenttäviivoihin, jolloin kenttäviivat aukeavat ja kulkeutuvat napa-alueiden yli magnetosfäärin pyrstöön. Aurinkotuuli kuljettaa mukanaan magnetosfäärin ja ionosfäärin plasmaa napa-alueen yli ja aiheuttaa magnetosfäärin ja



Kuva 8: Magnetosfäärin virrat on esitetty paksuilla nuolilla, magneettikentän kenttäviivat on esitetty ohuilla nuolilla ja plasman virtaus on esitetty katkovii-vanuolilla. Aurinkotuuli tulee kuvassa vasemmalta. Magnetopausi on väritetty ku-vassa vaalean harmaalla ja erottaa magnetosfääriä aurinkotuulesta [Russell, 2001].

ionosfäärin konvektion. Konvektiossa plasma ja magneettikenttä kulkeutuvat päi-väpuolelta napa-alueen yli yöpuolelle ja palautuvat matalammilla leveyspiireillä takaisin päiväpuolelle.

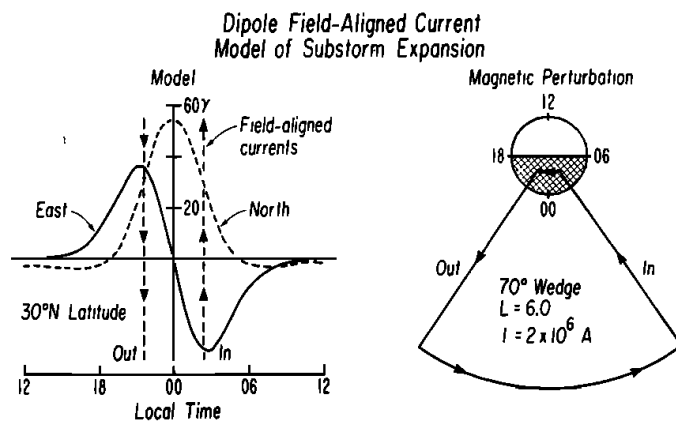
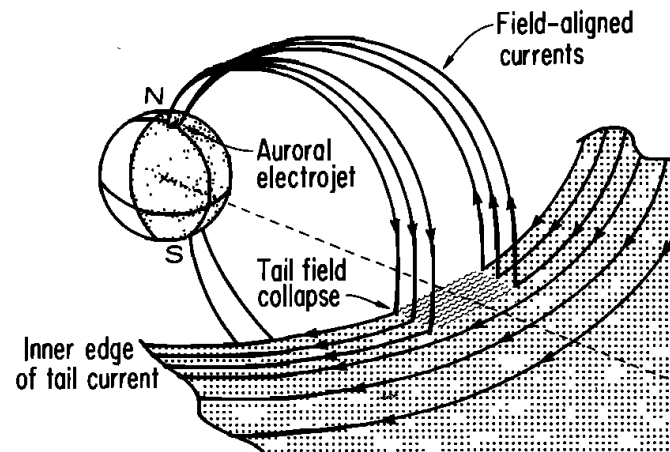
Magnetosfäärin virrat on esitetty kuvassa 8 paksuilla nuolilla. Magneettiken-tän kenttäviivat on esitetty ohuilla nuolilla ja plasman virtaus on esitetty katkovii-vanuolilla. Päiväpuolen magnetopausissa kulkee idänsuuntainen magnetopausin virta (*magnetopause current*). Magnetosfäärin pyrstön magnetopausissa kulkee magnetosfäärin pyrstön virta (*tail current*), joka kulkee itäänpäin sekä pohjoisella että eteläisellä hemisfäärillä. Magnetosfäärin pohjoista ja eteläistä pyrstölohkoa erottaa plasmalevy (*plasma sheet*), jossa kulkee lännensuuntainen virta (*neutral sheet current*). Aamupuolella ja iltapuolella olevat kentänsuuntaiset virrat (*field-aligned current*) yhdistyvät revontulialueen ionosfääriin. Rengasvirta (*ring current*) kulkee länteenpäin Maan ympäri.

Magnetosfäärin pyrstö koostuu pohjoisen ja eteläisen hemisfäärin pyrstöloh-koista, joilla on vastakkaissuuntaiset magneettikentät. Pyrstölohkojen välissä on plasmalevy, jossa kulkee lännensuuntainen virta. Rauhalliseen aikaan magnetosfää-rin konvektiossa plasmaa palautuu päiväpuolelle saman verran kuin sitä kulkeutuu napa-alueen yli yöpuolelle. Alimyrskyssä HMF:n etelänsuuntainen komponent-

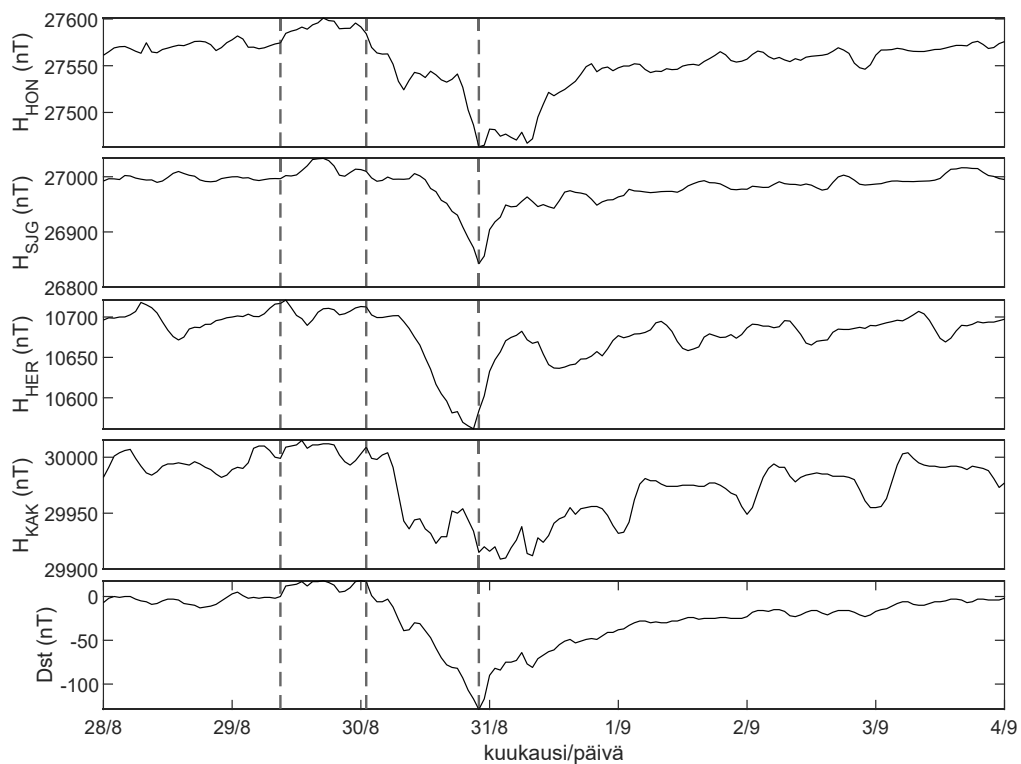
ti nopeuttaa konvektiota napa-alueen yli mikä aiheuttaa magneettivuon ja plasman kasautumisen magnetosfäärin pyrstöön. Kun magneettivuo kasvaa pyrstölohkoissa, voi pyrstölohkoja erottavassa plasmalevyssä tapahtua rekonnektio jossa pyrstölohkojen vastakkaissuuntaiset kenttäviivat yhdistyvät. Rekonnektio aiheuttaa magneettikentän kenttäviivojen suuntaiset virrat, jotka yhdistyvät ionosfäärisä revontulialueen yöpuolella lännensuuntaisena virtana. Pyrstössä kentänsuuntaiset virrat yhdistyvät plasmalevyssä kulkevaan lännensuuntaiseen virtaan. Kentänsuuntaisten virtojen yhdistyminen ionosfäärissä ja plasmalevyssä on esitetty kuvassa 9 ylhäällä. Revontulialueella ionosfäärin lännensuuntainen virta aiheuttaa magneettikentän horisontaalikomponentin heikkenemisen. Keskileveyspiireillä pyrstön plasmalevyn virran heikkeneminen rekonnektion seurauksena aiheuttaa magneettikentän pohjoissuuntaisen komponentin kasvun. Lisäksi keskileveyspiireillä kentänsuuntaiset virrat aiheuttavat aamupuolella lännensuuntaisen magneettikentän ja iltapuolella idänsuuntaisen magneettikentän. Kuvassa 9 alhaalla vasemmalla on esitetty odotettu virtojen vaikutus keskileveyspiiriin idänsuuntaiseen magneettikenttään (yhtenäinen viiva) ja pohjoissuuntaiseen magneettikenttään (katkoviiva), missä vaaka-akselilla on paikallinen aika. Alhaalla oikealla on esitetty malli virtasysteemistä, joka aiheuttaisi samat magneettikentän muutokset. Yöpuolen rekonnektion seurauksena osa magnetosfäärin pyrstön plasmasta irtaantuu aurinkotuuleen, minkä jälkeen magnetosfäärin pyrstö venyy takaisin pidemmäksi. Magneettisia alimyrskyjä tapahtuu muutama päivässä ja niiden kesto on tyypillisesti 2-4 tuntia.

Magnetosfäärissä lähellä ekvaattoria noin 3-7 Maan säteen etäisyydellä maanpinnasta on rengasvirta. Rengasvirta koostuu pääasiassa ioneista, jotka kulkevat suljetuilla radoilla Maan ympäri länteenpäin. Rengasvirta aiheuttaa etelänsuuntaisen magneettisen komponentin ekvaattorilla maanpinnalla, mikä on vastakkais-suuntainen Maan sisäisen magneettikentän kanssa. Rengasvirta on hyvin heikko rauhalliseen aikaan, mutta kasvaa voimakkaasti magneettisten myrskyjen aikaan.

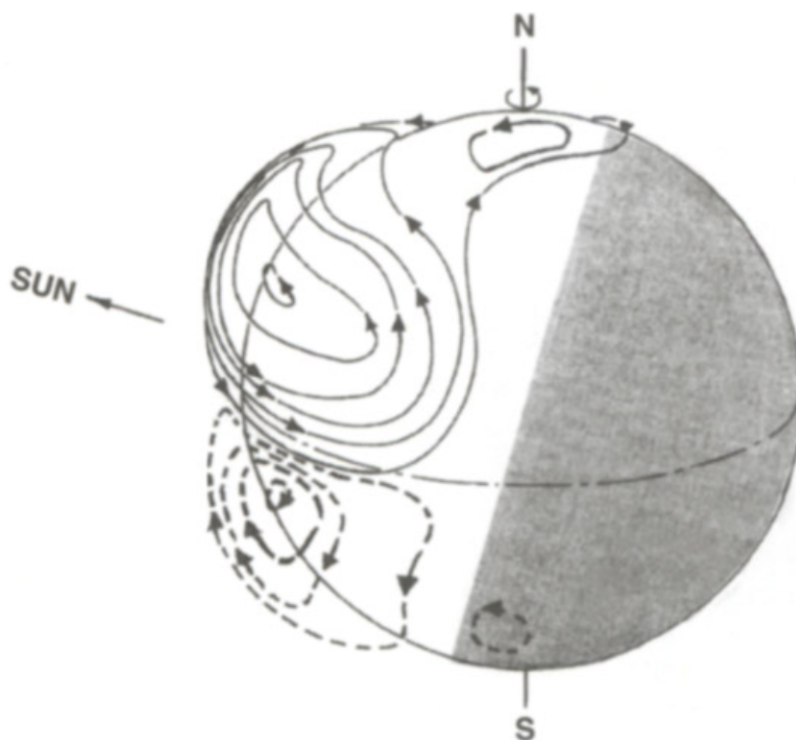
Magneettisella myrskyllä on kolme vaihetta, esivaihe eli puristusvaihe, päävaihe ja palautumisvaihe. Puristusvaiheessa magneettikenttä on painunut lähemmäksi Maata. Puristusvaiheessa päiväpuolen magnetopausin virta kasvaa, mikä voimistaa magneettikenttää maanpinnalla. Joskus puristusvaiheen aikana nähdään myös magneettisen myrskyn SSC-signaali (*sudden storm commencement*, SSC) joka on nopea ja lyhytaikainen (n. 5-20min) magneettikentän voimakkuuden nousu, jonka aiheuttaa aurinkotuulen shokkirintama osuessaan magnetopausiin. Päävaiheessa rengasvirran hiukkasmäärä ja rengasvirta kasvavat, mikä heikentää magneettikentän voimakkuutta maanpinnalla. Palautumisvaiheessa rengasvirran hiukkasmäärä ja magneettikentän voimakkuus maanpinnalla palaavat takaisin rauhallisen ajan tasolle. Kuvassa 10 on esitetty neljän *Dst*-aseman, Hermanus (HER), Honolulu (HON), Kakioka (KAK) ja San Juan (SJG), H-komponentit ja *Dst*-indeksi magneettisen myrskyn aikaan elokuussa 2004.



Kuva 9: (ylhäällä) Mallikuva alimyrskyn aikaisista yöpuolen virroista. (alhaalla vasemmalla) Odotettu vaikutus keskileveyspiirin magneettikenttään itäsuunnassa ja pohjoissuunnassa. (alhaalla oikealla) Keskileveyspiirin magneettikentän muutosta vastaava virtasysteemi [Clauer ja McPherron, 1974].



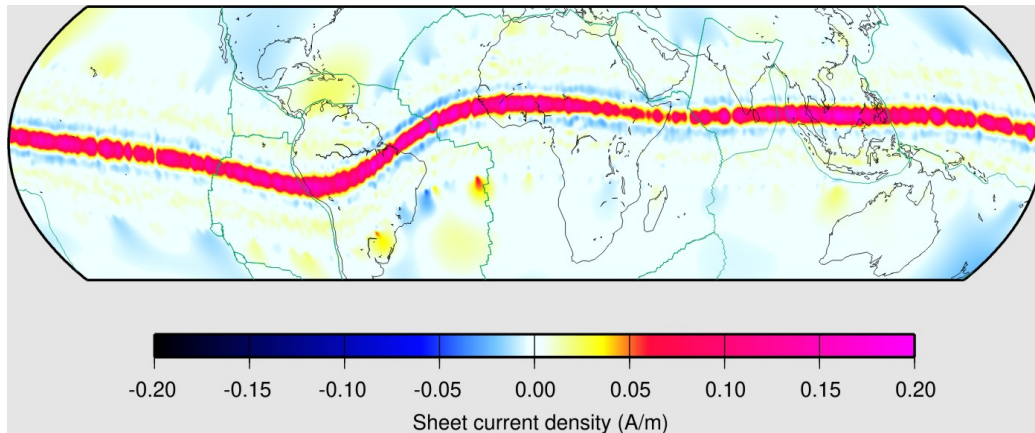
Kuva 10: Neljän *Dst*-aseman H-komponentit ja *Dst*-indeksi magneettisen myrskyn aikaan elokuussa 2004. Katkoviivoilla on merkitty vasemmalta oikealle puristusvaiheen, päävaiheen ja palautumisvaiheen alkamisajat.



Kuva 11: Sq-virrat. Pohjoisen pallonpuoliskon Sq-virrat on esitetty yhtenäisellä viivalla ja eteläisen pallonpuoliskon Sq-virrat on esitetty katkoviivalla. Aurinko on kuvassa vasemmalla [Campbell, 2001].

Päiväpuolen ionosfääri syntyy kun Auringon ultraviolettisäteily ionisoi ilmakehän molekyylejä. Ionosfäärin plasma liikkuu ilmavirtausten mukana, jotka syntyvät kun Aurinko lämmittää ilmakehää. Liikkuva plasma synnyttää pohjoiselle hemisfäärille vastapäivään ja eteläiselle hemisfäärille myötäpäivään kulkevat virrat. Nämä virrat aiheuttavat rauhallisen päivän (solar quiet-day, Sq) vaihtelun magneettikenttään. Sq-virrat sijaitsevat noin 100-150 kilometrin korkeudessa ionosfäärin E-kerroksessa. Sq-virrat on esitetty kuvassa 11. Sq-vaihtelu pyritään yleensä poistamaan magneettisesta datasta kun lasketaan geomagneettisen aktiivisuuden indeksejä, sillä se aiheutuu Auringon säteilystä eikä aurinkotuulesta. Sq-vaihtelu riippuu vuodenajasta kun Auringon säteilyn määrä eri hemisfäreille vaihtelee.

Magneettisella ekvaattorilla ionosfäärin E-kerroksessa kulkee erityisen voimakas idänsuuntainen ekvatoriaalinen suihkuvirta (equatorial electrojet, EEJ). EEJ syntyy kun Sq-virta voimistuu magneettisella ekvaattorilla, missä johtavuus on merkittävästi suurempi. Kuvassa 12 on esitetty EEJ:n virtatiheys, joka on koostettu CHAMP-satelliitin 2600 ylilennosta magneettisen ekvaattorin yli paikallisen



Kuva 12: Ekvatoriaalisen suihkuvirran virtatiheys koostettuna CHAMP-satelliitin 2600 ylilennosta magneettisen ekvaattorin yli paikallisen ajan tunteina 11-13 [http://geomag.org/info/equatorial_electrojet.html, 2021].

ajan tunteina 11-13. On huomattava, että kuva ei näytä hetkellistä EEJ:n virtatiheyttä, vaan on koostettu eri pituuspiireillä tapahtuneista keskipäivän ylilennoista.

5 Geomagneettinen aktiivisuus

5.1 Geomagneettisen aktiivisuuden määritelmä

Geomagneettinen aktiivisuus on nopeaa maan magneettikentän vaihtelua, jonka synnyttää aurinkotuulen vaikutus magnetosfääriin. Geomagneettisen aktiivisuuden määrittämiseen käytetään pääasiassa maanpinnalla olevia magnetometrejä. Maanpinnalla geomagneettista aktiivisuutta aiheuttavat magnetosfäärin ja ionosfäärin virrat, jotka voimistuvat aurinkotuulen vaikuttaessa magnetosfääriin. Virrat vaikuttavat lähellä oleviin asemiin enemmän kuin kaukana oleviin asemiin, sillä virtojen magneettinen vaikutus laskee etäisyyden neliöön Biot'n ja Savartin lain mukaisesti. Geomagneettisen aktiivisuuden suuruuteen vaikuttavat lähistöllä olevien magnetosfäärin ja ionosfäärin virrat ja aseman etäisyys erilaisista virtasysteemeistä.

Revontulialueella geomagneettista aktiivisuutta aiheuttavat erityisesti ionosfäärin idän- ja lännensuuntaiset suihkuvirrat. Ilta- ja aamupuolen idänsuuntaisen suihkuvirran ja aamupuolen lännensuuntaisen suihkuvirran aiheuttaa magnetosfäärin ja ionosfäärin konvektio joka kuljettaa plasmaa napa-alueen yli yöpuolelle. Aamu- ja ilta- ja aamupuolen suihkuvirtojen voimakkuus reagoi konvektion nopeuteen, joka riippuu siirtyvän energian määrästä aurinkotuulesta magnetosfääriin. Lännensuuntainen suihkuvirta jatkuu myös yöpuolelle missä alimyrskyjen aikaiset kentänsuunta-

set virrat yhdistyvät ionosfäärissä. Yöpuolella virta voimistuu magnetosfäärin alimyrskyjen aikaan. Alimyrskyihin liittyvät kentänsuuntaiset virrat ja plasmalevyn virran heikkeneminen aiheuttavat geomagneettista aktiivisuutta erityisesti keskileveyspiireillä. Rengasvirran voimistuminen aiheuttaa geomagneettista aktiivisuutta parhaiten matalilla leveyspiireillä ja keskileveyspiireillä.

5.2 Aurinkotuuliparametrien vaikutus

Geomagneettisen aktiivisuuden ja aurinkotuulen ominaisuuksien välille on esitetty riippuvuusyhtälöitä, jotka kuvaavat geomagneettisen aktiivisuuden ja aurinkotuulen parametrien välistä yhteistä vaihtelua. Magnetopausin päiväpuolella tapahtuva rekonnektio toimii tehokkaasti kun HMF on etelään päin eli kun $B_Z \leq 0$ ja hyvin hitaasti jos HMF on pohjoiseen päin eli kun $B_Z > 0$. Tämän vuoksi usein käytetään etelänsuuntaista magneetikentän voimakkuutta joka on määritetty

$$B_s = \begin{cases} -B_Z, & \text{kun } B_Z \leq 0 \\ 0, & \text{kun } B_Z > 0. \end{cases}$$

Eräs yksinkertainen riippuvuusyhtälö on $B_s V_{sw}^2$ joka toimii hyvin kun tutkitaan kuukausi- ja vuosikeskiarvoja. Aurinkotuulen dynaamista painetta on myös joskus käytetty riippuvuusyhtälönä. Aurinkotuulen dynaaminen paine on

$$P_{sw} = m_{sw} N_{sw} V_{sw}^2,$$

missä m_{sw} on aurinkotuulen keskiarvoinen ionien massa ja N_{sw} on aurinkotuulen ionitiheys. Usein käytetään myös Akasofun epsilon-parametria

$$\epsilon = \frac{4\pi}{\mu_0} V_{sw} B^2 \sin^4 \left(\frac{\theta}{2} \right) l_0^2,$$

missä μ_0 on tyhjiön permeabiliteetti, θ on ns. kellokulma

$$\theta = \arctan \left(\frac{B_Y}{B_Z} \right)$$

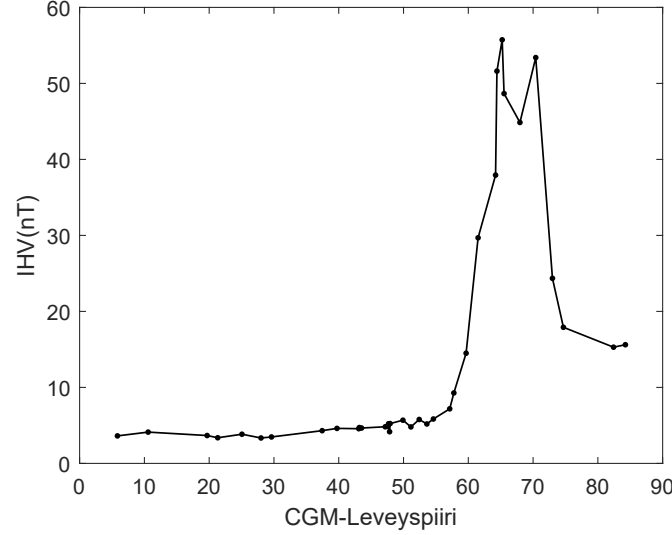
ja l_0^2 on magnetosfäärin ja aurinkotuulen välinen vaikutusala, jolle käytetään usein vakioarvoa $l_0 = 7R_E$ eli seitsemän kertaa Maan säde [Perreault ja Akasofu, 1978; Lockwood, 2013].

Teholle, jolla energiaa siirtyy aurinkotuulesta magnetosfääriin, on esitetty funktiomuotoa

$$P_\alpha = (m_{sw} N_{sw} V_{sw}^3) / 2 \cdot (\pi l_0^2) \cdot t_r$$

missä

$$l_0 = k_1 [M_E^2 / (P_{sw} \mu_0)]^{1/6},$$



Kuva 13: IHV -indeksien keskiarvot 36 asemalle vuosilta 1964-2014 asemien CGM-leveyspiirin mukaan.

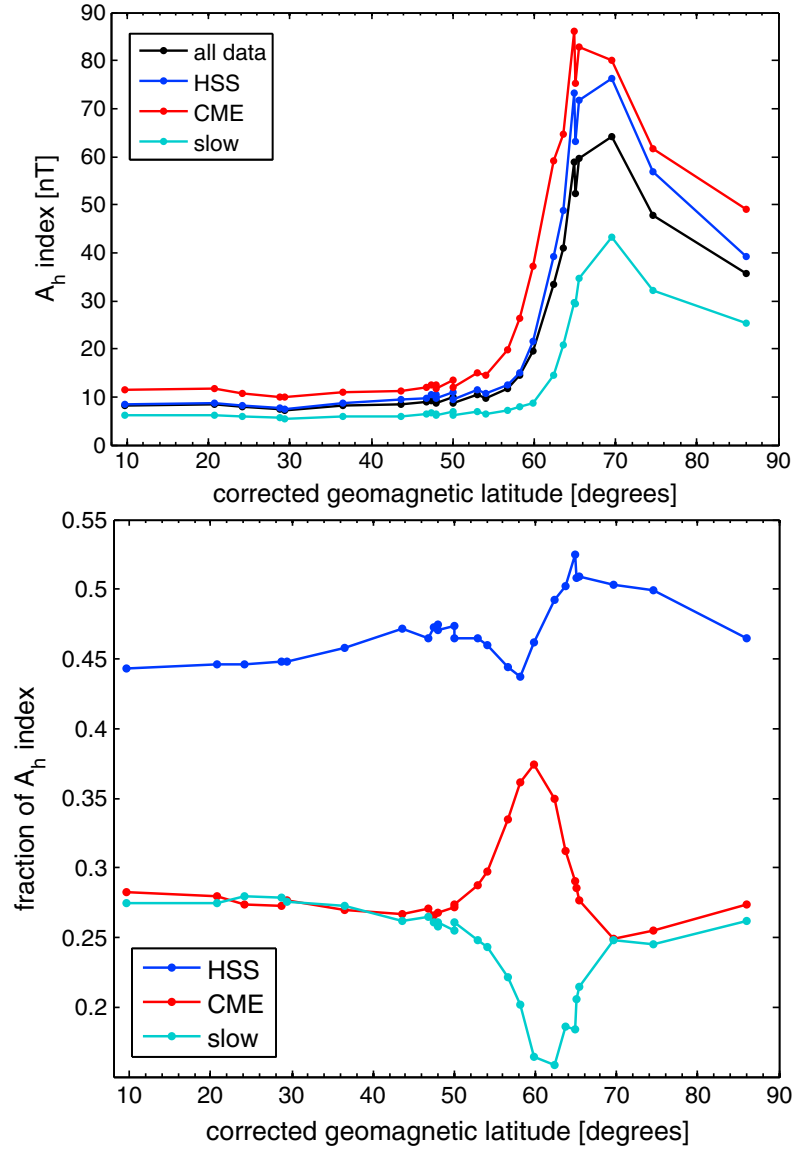
missä k_1 on vakio, M_E on Maan magneettinen momentti,

$$t_r = k_2 M_A^{-2\alpha} \sin^4(\theta/2),$$

k_2 on vakio, M_A on aurinkotuulen Alfvén Mach -luku ja α on sovitettava parametri joka kertoo kuinka paljon yhtälö riippuu Alfvénin Mach -luvusta [Vasyliunas, 1982; Lockwood, 2013]. P_α kuvaa paremmin lyhytaikaista riippuvuutta kuin $B_s V_{sw}^2$.

5.3 Geomagneettinen aktiivisuus eri leveyspiireillä

Matalan ja keskileveyspiirin asemien mittaamiin häiriöihin vaikuttaa paljon rengasvirta, jonka voimakkuus kasvaa magneettisissa myrskyissä. Revontulialueen asemiin vaikuttavat kentänsuuntaiset virrat ja ionosfäärin virrat, erityisesti revontulisuihkuvirrat, jotka on esitetty kuvassa 9. Kuvassa 13 on esitetty 36 aseman IHV -indeksin keskiarvot vuosina 1964-2014 korjatun geomagneettisen leveyspiirin mukaan. IHV -indeksi on suurin revontulialueella, noin 60° - 75° korjatulla geomagneettisella (*corrected geomagnetic*, CGM) -leveyspiirillä. Revontulialueella geomagneettiseen aktiivisuuteen vaikuttavat eniten alimyrskyjen voimakkaat virrat. Napa-alueella, yli 75° CGM-leveyspiirillä, geomagneettinen aktiivisuus on myös korkeampi kuin matalilla ja keskileveyspiireillä.



Kuva 14: A_h -indeksin leveyspiiri riippuvuus kolmen eri aurinkotuulen tyypin aikana (ylhäällä) ja eri aurinkotuulen tyyppien osuus A_h -indeksistä (alhaalla). A_h -indeksi on laskettu 26 mittausasemalle [Holappa et al., 2014].

Aurinkotuulen nopeus ja heliosfäärin magneettikentän voimakkuus aiheuttavat eri määrän geomagneettista aktiivisuutta eri leveyspiireillä. Voimakas etelänsuuntainen heliosfäärin magneettikenttä aiheuttaa rengasvirran voimistumisen, mikä laskee horisontaalia magneettikenttää matala- ja keskileveyspiireillä. Nopea aurinkotuuli aiheuttaa magneettisen energian kerääntymistä magnetosfäärin pyrs-

töön, mistä energia purkautuu alimyrskyissä kentänsuuntaisina virtoina korkeille leveyspiireille. *Finch et al.*, [2008] näyttivät, että geomagneettinen aktiivisuus revontulialueen yöpuolella korreloi hyvin aurinkotuulen nopeuteen ja matalemmilla asemilla geomagneettinen aktiivisuus korreloi hyvin heliosfäärin magneettikentän voimakkuuteen.

Holappa et al. [2014] vertasivat aurinkotuulen kolmen tyypin aiheuttamaa geomagneettista aktiivisuutta eri leveyspiireillä. Kuvassa 14 ylhäällä on esitetty 26 aseman A_h -indeksin keskiarvot CGM-leveyspiirin mukaan erikseen kolmelle aurinkotuulen tyyppille. Kuvasta nähdään että suurin A_h -indeksi kaikkien kolmen aurinkotuulen tyypin aikaan on revontulialueella, missä revontulialueen suihkuvirrat vaikuttavat. Suurin keskiarvo kaikilla leveyspiireillä on CME-aikoina. HSS-aikoina keskiarvo on selvästi kaikkien aikojen keskiarvoa korkeampi korkeilla, yli 65° leveyspiireillä. Alemmassa kuvassa on laskettu eri aurinkotuulen tyyppien tuottamat osuudet A_h -indeksistä. Suurin aktiivisuutta tuottava aurinkotuulen tyyppi on HSS kaikilla leveyspiireillä. CME'llä suurin osuus on noin 60° leveyspiirillä ja HSS'llä noin 70° leveyspiirillä. Hitaalla aurinkotuulen osuus tuotetusta geomagneettisesta aktiivisuudesta laskee selvästi vähän yli 60° leveyspiirin missä CME-osuus on suuri ja HSS-osuus alkaa nousta.

6 Geomagneettisen aktiivisuuden indeksit

Geomagneettiset indeksit on kehitetty mittaamaan geomagneettista aktiivisuutta, jonka tuottavat magnetosfäärin ja ionosfäärin monet virrat. Indeksit ovat tyypillisesti laskettu monen maanpäällisen magnetometrin verkostosta tietyllä leveyspiirillä. Indeksit ovat joko globaaleja, jos monen mittausaseman dataa on yhdistetty, tai paikallisia, jos vain yhden aseman dataa on käytetty. Jotkin indeksit kuten Dst , AU ja AL on kehitetty mittaamaan vain yhden virran vaikutusta magneettikenttään.

6.1 Revontulialueen $AU/AL/AE$ -indeksit

Revontulialueen geomagneettista aktiivisuutta mittaamaan on kehitetty revontulialueen suihkuvirta-indeksi eli AE (*auroral electrojet*) -indeksi [*Davis ja Sugiura*, 1966]. AE -indeksissä käytetään pohjoisen revontulialueen asemien H-komponentin minuuttiarvoja. Asemat on valittu revontuliovaalin läheltä ovaalin ekvaattorin puolelta jolloin indeksi mittaa lännen- ja idänsuuntaisia suihkuvirtauksia WEJ (*westward electrojet*) ja EEJ (*eastward electrojet*), mutta indeksiin ei vaikuta napaluoden virrat. Eteläisellä pallonpuoliskolla ei merien takia löydy tasaisesti eri pituuspiireillä olevaa asemajoukkoa. Asemien datasta on poistettu rauhallisen päivän taso vähentämällä joka kuukauden datasta viiden rauhallisimman päivän kes-

kiarvo. Sq-vaihtelua ei poisteta, mutta sen osuus vaihtelusta on pieni. Tämän jälkeen asemien datoista määritetään kullekin minuutille koko asemajoukon ylimpinä arvona *AU* (*auroral upper*) -indeksi ja alimpana arvona *AL* (*auroral lower*) -indeksi. *AE*-indeksi saadaan näiden erotuksena

$$AE = AU - AL.$$

Revontulialueen indeksit mittavat ionosfäärin E-kerroksen Hall-virtoja, joista aamupuolen virta kulkee länteenpäin ja iltapuolella virta kulkee itäänpäin, minkä vuoksi virtoja sanotaan lännensuuntaiseksi suihkuvirraksi ja idänsuuntaiseksi suihkuvirraksi. *AU*-indeksi mittaa idänsuuntaista suihkuvirtaa, joka vahvistaa magneettikenttää. *AL*-indeksi mittaa sekä rauhallisen ajan että alimyrskyjen aiheuttamaa lännensuuntaista virtaa, joka heikentää magneettikenttää.

6.2 *SME*-indeksi

SME (*SuperMAG electrojet*) -indeksi on kehitetty *AE*-indeksin pohjalta, mutta asemajoukkona on käytetty yli sataa asemaa [Newell ja Gjerloev, 2011]. Asemille käytetään magneettikentän H-komponenttia, joka on käännetty kohti paikallista magneettista pohjoista. Minuuttiarvoista on poistettu päivävaihtelu ja vuositrendi [Newell ja Gjerloev, 2011; Gjerloev, 2012]. Päivävaihtelun määrittämiseksi on laskettu jokaiselle puolelle tunnille normaalijakauman moodi kolmen päivän ikkunalla. Puolentunnin arvot on resamplattu minuuttiarvoiksi. Päivävaihtelun laskemisessa ei pyritä erottamaan Sq-virtojen vaikutusta muusta päivävaihtelusta. Vuositrendi on määritetty laskemalla jokaiselle päivälle 17-päivän ikkunalla normaalijakauman moodi joka on resamplattu minuuttiarvoiksi.

Kaikkien asemien datoista määritetään ylimpinä arvoina *SMU* (*SuperMAG upper*) -indeksi ja alimpina arvoina *SML* (*SuperMAG lower*)-indeksi. *SME*-indeksi saadaan *SMU*- ja *SML*-indeksien erotuksena

$$SME = SMU - SML.$$

6.3 *K*-, *ak*- ja *Ak*-indeksit

K-indeksi on lokaali indeksi, jossa aseman magneettikentän H-komponentille määritetään kolmen tunnin ajanjaksoille matalin ja korkein päiväkäyrä, joiden välinen etäisyys muutetaan logaritmiselle asteikolle nolasta yhdeksään, missä 0 on pienin häiriöisyys ja 9 suurin [Bartels et al., 1939]. Kolmen tunnin jaksot ovat UT (*universal time*) -ajassa 0h, 3h, 6h, ..., 21h, missä 0h tarkoittaa aikaväliä 0h-3h. Kullekin asemalle määritetään oma asteikko jolla *K*-arvo annetaan, koska revontulialueella vaihtelu on paljon suurempaa kuin lähellä ekvaattoria. Maksimihäiriön 9 alaraja määritetään niin että eri asemilla olisi suhteellisen sama jakauma eri *K*-arvoja

Taulukko 1: K -indeksin muuntotaulukko kahdeksalle asemalle [Bartels et al., 1939].

Asema	K -indeksin alaraja (nT)									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sitka	0	10	20	40	80	140	240	400	660	1000
Niemegk	0	5	10	20	40	70	120	200	330	500
Cheltenham	0	5	10	20	40	70	120	200	330	500
Tucson	0	4	8	16	30	50	85	140	230	350
San Juan	0	3	6	12	24	40	70	120	200	300
Honolulu	0	3	6	12	24	40	70	120	200	300
Huancayo	0	6	12	24	48	85	145	240	400	600
Watheroo	0	4	8	16	30	50	85	140	230	350

0-9. Arvon $K=9$ alaraja määrittelee myös kaikkien muidenkin K -arvojen alarajat, sillä ne jakautuvat logaritmisesti. Rajan valinta on kuitenkin jossain määrin keinotekoinen ja esimerkiksi aseman geomagneettisen sijainnin muuttuessa aseman häiriöiden jakauma muuttuu. Asteikko ei myöskään erottele häiriöitä, jotka ovat paljon suurempia kuin 9 arvoon käytetty alaraja. Kahdeksan aseman muuntotaulukko on esitetty taulukossa 1. ak -indeksi saadaan, kun K -indeksi muutetaan takaisin lineaarista vaihteluväliä kuvaavaksi suureeksi muuntotaulukon mukaan. ak -indeksin vuorokausikeskiarvoina saadaan Ak -indeksi.

6.4 Kp -, ap - ja Ap -indeksit

Kp -indeksi on 13 aseman K -indekseistä laskettu "planetaarinen" eli globaali indeksi. Kp -indeksi on laskettu vuodesta 1932. Asemien K -indeksit normalisoidaan ensin K_s -arvoiksi. Normalisoinnilla pyritään pienentämään vuorokausivaihtelun ja vuosivaihtelun vaikutusta, sillä useimmat käytetystä asemista sijaitsevat Pohjois-Amerikassa tai Euroopassa. Aseman K -arvot muutetaan K_s -arvoiksi muuntotaulukoiden mukaan, jotka on määritetty erikseen talvikuukausille (marras-helmikuu), kesäkuukausille (touko-elokuu) ja kevät- ja syyskuukausille (maalis-huhtikuu ja syys-lokakuu). K_s saa arvoja nollasta yhdeksään kolmanneksen askelin, joita nimitetään 0o, 0+, 1-, 1o, 1+, ..., 9o, joita voidaan myös merkitä numeroilla 0-27. Sitkan K_s -muuntotaulukot on esitetty taulukossa 2. Kp -indeksi on keskiarvo 13 aseman K_s -indekseistä. ap -indeksi saadaan kun Kp -indeksi muutetaan lineaariseksi amplitudiksi. Kp -indeksin muuntotaulukko ap -arvoiksi on esitetty taulukossa 3. Ap -indeksi saadaan laskemalla vuorokausikeskiarvot ap -indekseistä.

Taulukko 2: Sitkan K_s -muuntotaulukko [<https://www.gfz-potsdam.de/en/kp-index>, 2021].

K	Talvi								Kevät ja syksy								Kesä							
	UT								UT								UT							
	0	3	6	9	12	15	18	21	0	3	6	9	12	15	18	21	0	3	6	9	12	15	18	21
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	7	6	3	3	3	4	4	6	5	5	4	3	3	3	3	5	2	3	3	3	3	3	3	3
2	10	9	6	5	6	7	8	10	9	8	5	5	6	7	8	9	6	6	6	6	6	7	7	7
3	13	11	8	7	8	10	11	13	12	11	8	8	8	10	12	13	9	9	8	8	9	10	12	11
4	16	13	11	10	10	12	14	17	15	13	11	10	10	13	16	18	13	11	10	10	11	13	16	16
5	19	16	14	12	12	14	18	21	18	16	13	11	12	16	20	21	18	14	13	12	13	16	19	20
6	22	19	17	14	14	16	21	23	21	19	15	13	15	18	22	23	20	18	15	14	16	19	20	23
7	24	22	19	16	16	19	24	25	23	22	18	16	18	21	25	25	22	21	18	17	19	22	25	25
8	26	25	22	19	19	22	26	26	26	26	21	20	21	22	26	26	25	24	21	20	22	25	26	26
9	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27

Taulukko 3: K_p -indeksin muuntotaulukko ap -indeksiksi [<https://www.gfz-potsdam.de/en/kp-index>, 2021].

K_p	0o	0+	1-	1o	1+	2-	2o	2+	3-	3o	3+	4-	4o	4+
ap	0	2	3	4	5	6	7	9	12	15	18	22	27	32
K_p	5-	5o	5+	6-	6o	6+	7-	7o	7+	8-	8o	8+	9-	9o
ap	39	48	56	67	80	94	111	132	154	179	207	236	300	400

6.5 aa -indeksi

aa -indeksi on kahden Maapallon vastakkaisilla puolilla olevan aseman K -indekseistä muodostettu indeksi. Vastakkaisilla asemilla pyritään kumoamaan asema-kohtainen vuosivaihtelu ja päivävaihtelu [Mayaud, 1972]. Asemat sijaitsevat Isossa-Britanniassa ja Australiassa. Molemmassa asemaa on vaihdettu myös kahdesti. Iso-Britannian asemat ovat Greenwich, Abinger ja Hartland ja Australian Melbourne, Toolangi ja Canberra. Asemien K -indeksit muutetaan amplitudia vastaaviksi arvoiksi muuntotaulukon mukaan joka on esitetty taulukossa 4. Sen jälkeen lasketaan painotettu keskiarvo pohjoisen ja eteläisen aseman amplitudeista jolloin saadaan aa -indeksi. Painotuksella pyritään tasaamaan vaikutusta joka johtuu pienistä eroista asemien geomagneettisissa leveyspiireissä. Painotukset asemille on esitetty taulukossa 5. aa -indeksi on kehitetty geomagneettisen aktiivisuuden pitkäaikaisen vaihtelun määrittämiseen. aa -indeksi alkaa jo vuodesta 1868. aa_H -indeksissä on korjattu maan magneettikentän muutosta pohjoisten ja eteläisten asemien osuuksiin aa -indeksistä [Lockwood et al., 2018a; Lockwood et al., 2018b].

Taulukko 4: *aa*-indeksissä käytetty *K*-indeksin muuntotaulukko amplitudiksi [http://isgi.unistra.fr/indices_aa.php, 2021].

<i>K</i>	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Amplitudi (nT)	2.3	7.3	15	30	55	95	160	265	415	667

Taulukko 5: *aa*-indeksin laskemiseksi käytetyt asemien painotukset ja vuodet [http://isgi.unistra.fr/indices_aa.php, 2021].

Pohjoinen asema			Eteläinen asema		
Vuodet	Asema	Painotus	Vuodet	Asema	Painotus
1868-1925	Greenwich	1.007	1868-1919	Melbourne	0.967
1926-1956	Abinger	0.934	1920-1979	Toolangi	1.033
1957-	Hartland	1.059	1980-	Canberra	1.084

6.6 *am*-indeksi

am-indeksi on määritetty vuodesta 1959 eteenpäin ja siinä käytetään asemia laajasti eri pituuspiireiltä sekä pohjoiselta että eteläiseltä pallonpuoliskolta [Mayaud, 1968]. Asemat sijaitsevat lähellä 50° leveysastetta korjatussa geomagneettisessa koordinaatistossa. Asemien leveyspiirierojen normalisoinniksi *K*-indeksi muutetaan *K_C*-arvoiksi muuntotaulukon mukaan, missä joka asemalle erikseen on määritetty *K*-arvoja vastaavat *K_C*-arvot. Alkuperäisten 18 *am*-aseman *K*-indeksin muuntotaulukko on esitetty taulukossa 6.

Pohjoinen pallonpuolisko ja eteläinen pallonpuolisko on jaettu pituuspiirisektoreihin, joille lasketaan kyseisen sektorin asemien *K_C*-arvojen keskiarvo \bar{K} . Nykyään sektoreita on viisi pohjoisella pallonpuoliskolla ja neljä eteläisellä pallonpuoliskolla. Sektoreiden \bar{K} -arvot muunnetaan amplitudiksi \bar{a} taulukon 7 mukaan.

Pohjoiselle pallonpuoliskolle lasketaan painotettu keskiarvo sektoreiden \bar{a} -arvoista

$$an = \sum \bar{a}_i \lambda_i,$$

missä λ_i on pituuspiirisektorin *i* painotus. Vastaavasti eteläiselle pallonpuoliskolle lasketaan painotettu keskiarvo sektoreiden \bar{a} -arvoista

$$as = \sum \bar{a}_i \lambda_i.$$

Sektorin painotus λ_i lasketaan pituuspiirisektorin leveydestä $\Delta\Lambda_i$

$$\lambda_i = \frac{\Delta\Lambda_i}{720^\circ}.$$

Pituuspiirisektorin leveys saadaan laskemalla sektorin itäpuolella ja sektorin länsipuolella olevien sektoreiden pituuspiirikeskiarvojen Λ_i välinen etäisyys. Sektorin pituuspiirin keskiarvo Λ_i lasketaan sektorin asemien pituuspiireistä, mikä

Taulukko 6: Alkuperäisten 18 *am*-aseman *K*-indeksien normalisointi K_C -arvoiksi [Mayaud, 1968].

<i>K</i>	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Memambetsu (MMB)	0.00	1.04	2.04	3.04	4.05	5.06	6.06	7.06	8.06	9.06
Petropavlosk (PET)	0.00	1.17	2.17	3.17	4.20	5.21	6.22	7.23	8.27	9.22
Magadan (MGD)	0.00	0.85	1.85	2.85	3.82	4.80	5.80	6.80	7.76	8.80
Tomsk (TMK)	0.00	0.53	1.53	2.53	3.39	4.34	5.30	6.27	7.15	8.25
Sverdlovsk (SVD)	0.00	1.06	2.06	3.06	4.07	5.07	6.08	7.08	8.09	9.08
Niemegk (NGK)	0.00	1.00	2.00	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00	8.00	9.00
Witteveen (WIT)	0.00	0.89	1.89	2.89	3.86	4.86	5.85	6.85	7.82	8.85
Hartland (HAD)	0.00	0.92	1.92	2.92	3.90	4.89	5.89	6.88	6.86	8.89
Fredericksburg (FRD)	0.00	0.97	1.97	2.97	3.96	4.96	5.96	6.96	7.95	8.96
Victoria (VIC)	0.00	0.65	1.65	2.65	3.58	4.56	5.54	6.53	7.44	8.54
Tucson (TUC)	0.00	0.88	1.88	2.88	3.86	4.85	5.84	6.84	7.81	8.84
Amberley (AML)	0.00	0.92	1.92	2.92	3.90	4.89	5.89	6.88	7.86	8.89
Toolangi (TOO)	0.00	0.97	1.97	2.97	3.96	4.96	5.96	6.96	7.95	8.96
Gnangara (GNA)	0.00	0.72	1.72	2.72	3.66	4.65	5.63	6.62	7.55	8.63
Port-Aux-Francais (PAF)	0.00	0.98	1.98	2.98	3.97	4.87	5.97	6.97	7.97	8.97
Hermanus (HER)	0.00	1.00	2.00	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00	8.00	9.00
Argentine islands (AIA)	0.00	1.03	2.03	3.03	4.04	5.04	6.04	7.04	8.05	9.04
Orcadas (ORC)	0.00	0.96	1.96	2.96	3.96	4.95	5.95	6.95	7.94	8.95

pyöristetään 5° :n tarkkuuteen. Tämänhetkiset sektoreiden pituuspiirien keskiarvot Λ_i , sektoreiden leveydet $\Delta\Lambda_i$ ja pituuspiirisektorien painotukset λ_i on esitetty taulukossa 8. Painotukset muuttuvat kun *am*-indeksissä käytetty asemajoukko muuttuu. *an*- ja *as*-indeksien keskiarvona saadaan globaalia aktiivisuutta kuvaava *am*-indeksi.

6.7 *IHV*-indeksi

Svalgaard et al. [2004] esittivät *IHV*-indeksin, jossa käytetään vain yöpuolen tunteja, joihin Sq-virrat eivät juurikaan vaikuta. Tarkoituksena on luoda pitkällä aikavälillä luotettava geomagneettisen aktiivisuuden indeksi. Paikalliselle yölle lasketaan perättäisten tuntien H-komponentin erotusten itseisarvot, joista otetaan yökohtainen keskiarvo

$$IHV = \frac{1}{6} \sum_{h=21}^{02} |H_{h+1} - H_h|,$$

missä H on magneettikentän H-komponentin tuntiarvo ja h on paikallisen ajan tunti. *IHV*-indeksin vuosikeskiarvot korreloivat hyvin aurinkotuuliparametrin BV_{sw}^2 kanssa [*Svalgaard ja Cliver*, 2007].

Taulukko 7: Sektoreiden \bar{K} -arvojen muuntotaulukko \bar{a} -arvoiksi [Mayaud, 1968].

\bar{K}	\bar{a}	\bar{K}	\bar{a}	\bar{K}	\bar{a}	\bar{K}	\bar{a}	\bar{K}	\bar{a}
0.0	0.00	2.0	15.00	4.0	55.00	6.0	160.00	8.0	415.00
0.1	0.65	2.1	16.00	4.1	58.00	6.1	168.00	8.1	432.00
0.2	1.33	2.2	17.00	4.2	61.00	6.2	176.00	8.2	449.00
0.3	2.00	2.3	18.00	4.3	64.00	6.3	184.00	8.3	466.00
0.4	2.67	2.4	19.00	4.4	67.00	6.4	192.00	8.4	483.00
0.5	3.33	2.5	20.00	4.5	70.00	6.5	200.00	8.5	500.00
0.6	4.00	2.6	22.00	4.6	75.00	6.6	213.00	8.6	533.00
0.7	4.67	2.7	24.00	4.7	80.00	6.7	226.00	8.7	567.00
0.8	5.33	2.8	26.00	4.8	85.00	6.8	239.00	8.8	600.00
0.9	6.00	2.9	28.00	4.9	90.00	6.9	252.00	8.9	633.00
1.0	6.67	3.0	30.00	5.0	95.00	7.0	265.00	9.0	667.00
1.1	7.33	3.1	32.00	5.1	100.00	7.1	278.00	9.1	700.00
1.2	8.00	3.2	34.00	5.2	105.00	7.2	291.00	9.2	733.00
1.3	8.67	3.3	36.00	5.3	110.00	7.3	304.00	9.3	767.00
1.4	9.33	3.4	38.00	5.4	115.00	7.4	317.00	9.4	800.00
1.5	10.00	3.5	40.00	5.5	120.00	7.5	330.00	9.5	833.00
1.6	11.00	3.6	43.00	5.6	128.00	7.6	347.00		
1.7	12.00	3.7	46.00	5.7	136.00	7.7	364.00		
1.8	13.00	3.8	49.00	5.8	144.00	7.8	381.00		
1.9	14.00	3.9	52.00	5.9	152.00	7.9	398.00		

Taulukko 8: Pituuspiirisektoreiden pituuspiirien keskiarvot Λ_i , sektoreiden leveydet $\Delta\Lambda_i$ ja painotukset λ_i [http://isgi.unistra.fr/indices_am.php, 2021].

Sektor	Λ_i	$\Delta\Lambda_i$	λ_i
G_1^n	215	150	0.208
G_2^n	155	130	0.180
G_3^n	85	160	0.222
G_4^n	355	140	0.195
G_5^n	305	140	0.195
G_6^s	240	215	0.299
G_7^s	155	140	0.194
G_8^s	100	145	0.201
G_9^s	10	220	0.306

6.8 IDV-indeksi

Svalgaard ja Cliver [2005] esittivät IDV-indeksin pitkäaikaisen geomagneettisen aktiivisuuden määrittämiseen ja mittaamaan pitkäaikaista HMF:n voimakkuuden muutosta. IDV-indeksissä käytetään paikallisen ajan keskiyön jälkeistä tuntia. IDV-indeksi on H-komponentin keskiyön tunnin yöstä yöhön erotuksien itseisarvo. *Svalgaard ja Cliver* [2005] käyttivät IDV-indeksin määrittämiseen 22 asemaa, joiden CGM-leveyspiirin itseisarvo on alle 51° . Asemien IDV-arvot on normalisoitu CGM-leveyspiirin λ mukaan Niemegkin CGM-leveyspiirille

$$IDV_{norm} = \frac{IDV_{raw}}{1.324 \cos^{0.7}(\lambda)},$$

missä $1.324 = 1/\cos^{0.7}(\lambda_{NGK})$ saadaan Niemegkin CGM-leveyspiiristä λ_{NGK} . Lopullinen IDV-indeksi saadaan kun asemien normalisoiduista IDV-arvoista lasketaan keskiarvo. *Svalgaard ja Cliver* [2010] laajensivat asemajoukkoa 71 asemaan. IDV-indeksin vuosikeskiarvot korreloivat hyvin HMF:n voimakkuuden kanssa mutta hyvin heikosti aurinkotuulen nopeuden kanssa. IHV-indeksistä ja IDV-indeksistä voidaan laskea aurinkotuulen nopeus, sillä IHV korreloi hyvin aurinkotuuliparametrin BV_{sw}^2 kanssa, mistä vähentämällä IDV-indeksistä saatava HMF:n voimakkuus B , saadaan aurinkotuulen nopeuden neliö V_{sw}^2 [*Svalgaard ja Cliver*, 2007].

6.9 A_h -indeksi

Mursula ja Martini [2007] esittivät A_h -indeksin, jonka tarkoituksena on jäljitellä K -indeksin määritelmää mutta joka voitaisiin laskea digitaalisesta tuntidatasta. A_h -indeksi soveltuu hyvin pitkän aikavälin geomagneettisen aktiivisuuden määrittämiseen. Kuten K -indeksille, ensin lasketaan rauhallisen päivän vaihtelu kuukauden viidestä rauhallisimmasta päivästä. Rauhallisen päivän vaihtelun poiston tarkoituksena on ottaa huomioon käyrän muuttuminen vuoden aikana. A_h -indeksissä käytetään useimmiten paikallisen ajan rauhallisia päiviä, koska ne vastaavat paremmin paikallista vaihtelua ja koska virallinen rauhallisten päivien lista alkaa vasta vuodesta 1932. Kuukauden rauhallisen päivän vaihtelun käyrä on keskiarvo viiden rauhallisimman päivän käyrästä. Jokaiselle kolmen tunnin jaksolle sovitaan korkein ja matalin rauhallisen päivän käyrä, samaan tapaan kuin alkuperäisessä K -indeksissä. Korkeimman ja matalimman rauhallisen päivän käyrän välisenä etäisyytenä saadaan aseman A_h -indeksi. K -indeksistä poiketen A_h -indeksissä ei muuteta arvoja logaritmisesta asteikon mukaan, mikä yksinkertaistaa indeksin laskemista ja korjaa korkeimman $K=9$ -rajan yläpuolelta puuttuvat suuret häiriöt. A_h -indeksi on helposti laskettavissa ja tutkittavissa.

6.10 *Dst*-indeksi

Dst-indeksi mittaa rengasvirran voimakkuutta. *Dst*-indeksi on laskettu neljän matalan leveyspiirin aseman Hermanus (HER), Honolulu (HON), Kakioka (KAK) ja San Juan (SJG) H-komponenteista. Nämä asemat ovat jakautuneet pituuspiirin mukaan kohtalaisen tasaisesti ja sijaitsevat tarpeeksi kaukana revontulialueen ja ekvaattorin suihkuvirroista. *Dst*-indeksi on saatavilla Geofysiikan vuodesta 1957 eteenpäin. Indeksillä saa negatiivisia arvoja kun rengasvirta on voimistunut ja positiivisia arvoja kun magneettikentän voimakkuus on kasvanut kasvaneen päiväpuolen magnetopausin virran vaikutuksesta.

Sugiuran ja Kamein [1991] kehittämässä *Dst*-indeksissä aseman magneettikentän H-komponentista poistetaan ensin pitkäaikainen eli sekulaarivaihtelu. H-komponentille lasketaan vuosikeskiarvot jokaisen kuukauden viidestä rauhallisimmasta päivästä. Pitkäaikainen vaihtelu H_{base} määritetään sovittamalla toisen asteen yhtälö pienimmän neliösumman menetelmällä neljän edellisen vuoden ja kyseisen vuoden keskiarvoihin

$$H_{base} = A + B\tau + C\tau^2,$$

missä τ on aika vuosina. Tämän jälkeen polynomi määritetään uudestaan käyttämällä kuudentena pisteenä aiemmin saadun polynomin viimeisen tunnin arvoa. Näin pyritään pienentämään eri vuosille määritettyjen polynomien välistä tason muutosta vuoden vaihtuessa. Aseman mitatusta H-komponentista H_{obs} poistetaan pitkäaikainen vaihtelu H_{base} jolloin saadaan poikkeamat

$$\Delta H(t) = H_{obs} - H_{base}.$$

Sq-virtojen aiheuttama päivävaihtelu lasketaan jokaisen kuukauden viidestä rauhallisimmista päivästä. Kansainvälisesti valitut rauhalliset päivät ovat UT-ajassa (UT=*universal time*). Vastaaviksi aseman rauhallisiksi päiviksi paikallisessa ajassa (*local time*, LT) valitaan ne päivät, joilla on eniten yhteisiä tunteja rauhallisten UT päivien kanssa. Sq-päivävaihtelu määritetään poikkeamista ΔH kaksinkertaisena Fourierin sarjana

$$S_q(t, s) = \sum_{m=1}^6 \sum_{n=1}^6 A_{mn} \cos(mt + \alpha_m) \cos(ns + \beta_n),$$

missä t on paikallisen ajan tunti ja s on kuukausi. Sq-vaihtelu $S_q(t, s)$ poistetaan poikkeamista ΔH jolloin saadaan häiriöisyydelle suure $D(t)$

$$D(t) = \Delta H(t) - S_q(t, s).$$

Suqiuran ja Kamein [1991] artikkelin mukaan lopullinen Dst -indeksi saadaan asemien häiriöisyydestä $D(t)$ laskemalla neljän aseman keskiarvo, joka normalisoidaan asemien geomagneettisten leveyspiirien keskiarvolla

$$Dst(t) = \frac{\langle D(t) \rangle}{\cos \langle \varphi_i \rangle},$$

missä φ_i aseman geomagneettinen leveyspiiri. *Mursula et al.* [2008] esittivät että normalisoimalla häiriöisyys $D(t)$ asemakohtaisella geomagneettisella leveyspiirillä φ_i saadaan asemien häiriöisyyksien tasot lähemmäksi toisiaan, minkä vuoksi Dst tulisi laskea neljän aseman $D(t)$ -arvojen keskiarvona

$$Dst(t) = \left\langle \frac{D(t)}{\cos \varphi_i} \right\rangle.$$

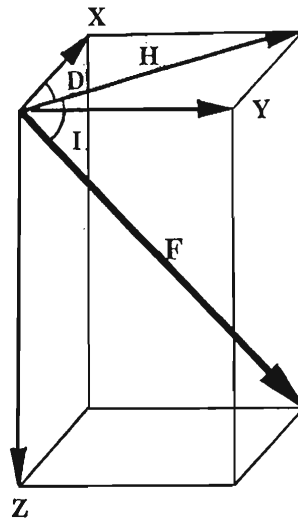
Tämä vastaa myös ekvaattorilla kulkevan virran todellista geometrista projektiota leveysasteella φ_i .

7 Data ja menetelmät

Maan magneettikenttää mitataan magnetometreillä eri puolilla maapalloa. Magneettikentästä mitataan minuuttiluokan tai jopa nopeampi vaihtelu, joka yhdistetään säännöllisesti tehtävään absoluuttitason mittaukseen jolla saadaan magneettikentän absoluuttitaso ja sen hidas muutos.

Vanhimmat Maan magneettikentän jatkuvat mittaukset ovat 1800-luvun puolivälistä. Geomagneettisen kentän vektori \mathbf{F} voidaan ilmoittaa komponenttien H , D ja Z avulla, joita on tyypillisesti käytetty vanhemmassa datassa. Uudemmassa datassa on usein käytetty X -, Y - ja Z -komponentteja. H on horisontaalisen voimakkuus ja D on \mathbf{H} -suunnan deklinaatio, joka on positiivinen geograafisesta pohjoisesta itäänpäin. X on komponentti kohti geograafista pohjoista horisontaalitasossa ja Y on komponentti kohti geograafista itää horisontaalitasossa. Z on pystysuora komponentti kohti gravitaatiokeskusta. Geomagneettisen kentän vektorit, deklinaatio ja inkliinaatio I on esitetty kuvassa 15. Inkliinaatio on horisontaalin tason ja magneettikentän vektorin \mathbf{F} välinen kulma. Inkliinaatio on positiivinen pohjoisella pallonpuoliskolla missä magneettikenttä on alaspäin ja negatiivinen eteläisellä pallonpuoliskolla missä magneettikenttä on ylöspäin. SME -indeksissä on käytetty koordinaatistoa, jossa horisontaalit komponentit ovat N ja E . N -komponentti on horisontaalitasossa kohti paikallista magneettista pohjoista ja E on kohtisuorassa N -komponenttia vastaan itäänpäin. Koordinaatiston täydentää pystysuora Z -komponentti.

Geomagneettinen data on suurimmaksi osaksi kerätty World Data Center for Geomagnetism Edinburgh (WDC) -sivustolta [WDC Edinburgh, 2021]. WDC:n



Kuva 15: Maan magneettikentän vektori F jaettuna horisontaalikomponenttiin H ja vertikaalikomponenttiin Z . H -komponentti on jaettu edelleen horisontaalissa tasossa oleviin X - ja Y -komponentteihin. Lisäksi kuvassa on esitetty vektorin F deklinaatio D ja inkliinaatio I [Jankowski and Sucksdorff, 1996].

tiedostoissa D -komponentti on annettu perusosana ja arvo-osana. Perusosa on annettu asteina ja arvo-osa on annettu kaariminuutin kymmenesosina. Arvo-osa muutetaan asteiksi minkä jälkeen perusosa ja arvo-osa summataan.

7.1 Asemien koordinaatit

Asemien geograafiset (GG) koordinaatit on kerätty ja lisätty asemien *info.mat*-tiedostoihin. Asemille on määritetty keskiyön tunti UT-ajassa. Keskiyön UT-tuntia käytetään kun määritetään vuorokaudenajat asemalle UT-ajassa. Keskiyön tunti saadaan kun jaetaan GG-pituuspiiri 15° sektoreihin niin että keskiyön tunti 0 on GG-pituuspiiristä -7.5° GG-pituuspiiriin 7.5° , keskiyön tunti 1 on GG-pituuspiiristä -22.5° GG-pituuspiiriin -7.5° ja niin edelleen. Rajalla keskiyön tunniksi on merkitty pienemmän pituuspiirin tunti. Asemien keskiyön UT-tunnit on lisätty asemien *info.mat*-tiedostoihin.

Geomagneettiset (GM) koordinaatit on laskettu perustuen International Geomagnetic Reference Field (IGRF) -malliin, jonka on julkaissut The International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) [IGRF, 2021]. GG-koordinaatit muutetaan karteesiseen koordinaatistoon missä x -akseli on ekvaattoritasossa kohti 0° pituuspiiriä, y -akseli on ekvaattoritasossa kohti 90° pituuspiiriä ja z -akseli on kohti GG-pohjoisnapaa. Karteesista koordinaatiostoa kierretään ensin z -akselin ympäri dipolikentän pohjoisnavan GG-pituuspiirin verran ja

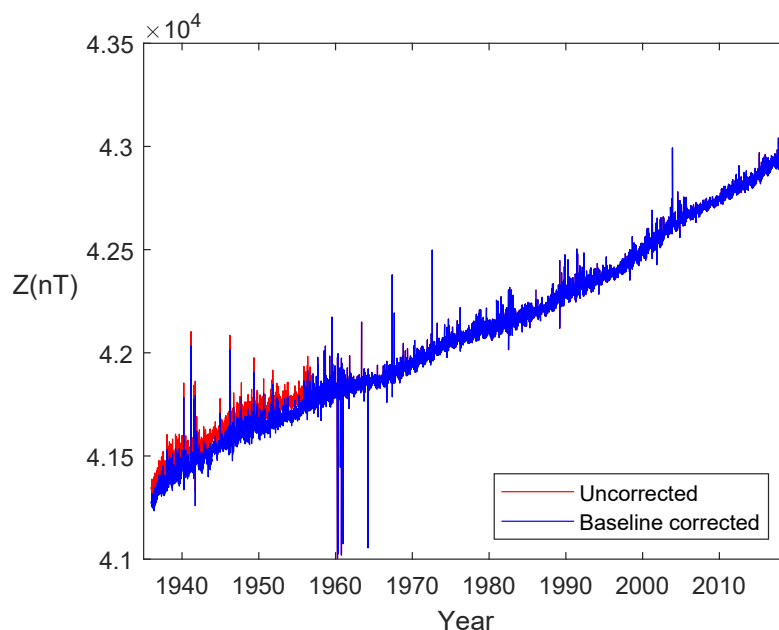
sen jälkeen y-akselin ympäri dipolikentän pohjoisnavan kolatitudin verran. Dipolikentän pohjoisnavan GG-koordinaatit on määritetty IGRF-mallissa. Lopuksi koordinaatit muutetaan takaisin pallokoordinaatistoon, jolloin saadaan GM-koordinaatit. CGM-koordinaatit on laskettu käyttäen Goddard Space Flight Centerin OMNIwebin Virtual Ionosphere, Thermosphere, Mesosphere Observatory (VITMO) -sivuston laskuria [VITMO, 2021]. CGM-koordinaatit pisteelle saadaan seuraamalla IGRF-mallin magneettikentän kenttäviivaa pitkin dipolikentän ekvaattorille ja dipolikentän kenttäviivaa pitkin takaisin aloituspisteen korkeudelle minkä pisteen GM-koordinaatit ovat aloituspisteen CGM-koordinaatit. CGM-koordinaatteja ei ole määritetty asemille lähellä ekvaattoria eteläisen GG-leveyspiirin 20° ja pohjoisen GG-leveyspiirin 20° välissä, koska sillä alueella magneettikentän kenttäviivat eivät välttämättä saavuta dipolin ekvaattoria [VITMO, 2021]. Tällä alueella on käytetty normaaleja GM-koordinaatteja. Asemien CGM-koordinaatit on laskettu joka viidennelle vuodelle IGRF-mallin tapaan vuosina 1900-2020. CGM-koordinaatit on tallennettu Matlab-struktuuriin *cgm_coords*, missä joka viidennelle vuodelle 1900-2020 on tallennettu jokaisen aseman CGM-koordinaatit kyseisenä vuotena.

7.2 Perustason hyppy

Perustason hyppy on korjattu tyypillisesti (mutta ei aina) nostamalla tai laskemalla aikaisempi data sopimaan myöhemmän datan perustasaan. Hypyn suuruus on määritetty useimmiten käyttämällä avuksi geomagneettisen kentän mallia kyseiselle asemalle. Tarkoituksena on saada magneettikentän komponentin ajallisesta kehityksestä mahdollisimman tasainen. Perustasaan tehdyt korjaukset on kerrottu dokumentaatiossa. Tätä yksinkertaista lähestymistapaa on käytetty sillä pienen perustason virheen vaikutus on todella pieni kun tutkitaan geomagneettista aktiivisuutta pitkillä aikaväleillä. Geomagneettinen aktiivisuus koostuu lyhytaikaisista muutoksista magneettikentässä joten virhe perustasossa aiheuttaa virheen vain lähellä hyppyä. Esimerkki Chambon-la-Forêt (CLF) aseman Z-komponentin perustasolle tehdystä korjauksesta on esitetty kuvassa 16. Z-arvot vuosilta 1936-1956 on alaspäin 70 nanotestalla suhteessa vuoden 1956 jälkeiseen aikaan.

7.3 Poikkeavat arvot

Arvot jotka merkittävästi poikkeavat läheisistä datapisteistä on arvioitu olevan virheellisiä ja poistettu. Nämä arvot ovat yleensä yksittäisiä virheellisiä arvoja tai saman arvon toistumista perättäisissä pisteissä. Poikkeavat arvot tunnistetaan tyypillisesti niiden suuresta etäisyydestä läheisistä datapisteistä. Etäisyyden mittana on käytetty normaalihajonnan kerrannaisia ja absoluuttista etäisyyttä. Sopivat raja-arvot on löydetty testaamalla useita eri arvoja jokaiselle asemalle ja komponentil-

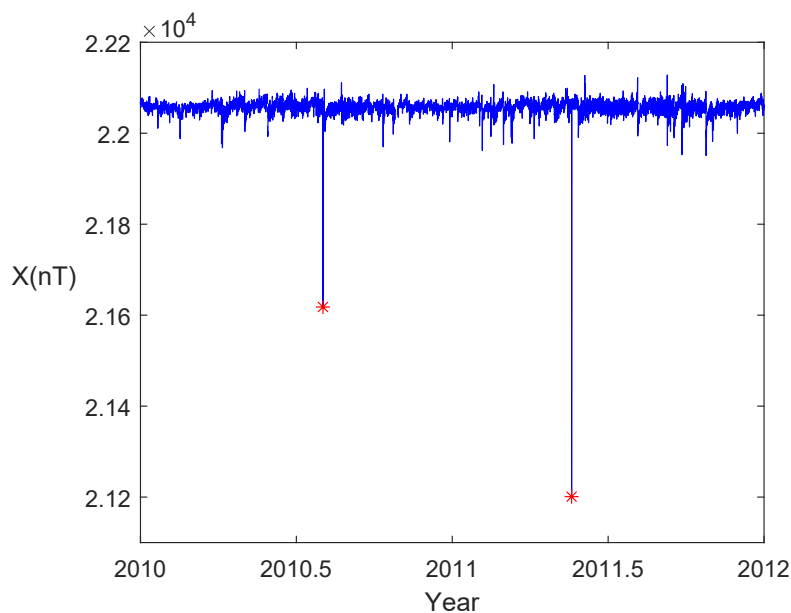


Kuva 16: CLF-aseman Z-komponentin perustason korjaus. Korjaamaton data on esitetty punaisella ja korjattu data on esitetty sinisellä. Z-arvot vuosilta 1936-1956 on laskettu alaspäin 70 nanoteslalla.

le. Poikkeavat arvot pystytään yleensä tunnistamaan kuvaajasta myös silmämääräisesti. Kuvassa 17 on esitetty kaksi poikkeavaa havaintoa Castello Tesino (CTS) aseman X-komponentissa vuosina 2010 ja 2011. Ne molemmat on poistettu.

7.4 Matlab-ohjelmat

Matlab-ohjelmistoa on käytetty datan käsittelyssä ja laskennassa. Matlab-ohjelmia on tehty geomagneettisen datan lukemiseen WDC-tiedostoista. Osa ohjelmista on Matlab-funktioita ja osa Matlab-skriptejä. Matlab-funktion ja Matlab-skriptin ero on siinä, että funktiolle voidaan antaa tarvittavat muuttujat parametreinä ja funktio voi myös palauttaa muuttujia. Funktion sisällä määritetyt muuttujat ovat muistissa vain funktion sisällä kun taas skripti pitää määritetyt muuttujat muistissa Matlabin työtilassa. WDC Edinburghista ladatut alkuperäiset WDC-tiedostot on tallennettu jokaiselle asemalle *alkupdata\WDC_Edinburgh_data*-kansioon. Korjatun datan Matlab-tiedostot on tallennettu jokaiselle asemalle *elements*-kansioon. Nämä Matlab-tiedostot ovat *date.mat*, jonka sarakkeet ovat vuosi, kuukausi, päivä ja tunti, *fracyear* joka on vuoden desimaaliluku, *D.mat*, *H.mat*, *X.mat*, *Y.mat* ja *Z.mat* jotka ovat geomagneettiset komponentit kahdella eri esitystavalla (ks. aiempi esitys). Datalle tehdyt korjaukset on tehty vain Matlab-tiedostoihin. Alku-



Kuva 17: CTS-aseman poikkeavat X-komponentin arvot vuosina 2010 ja 2011. X-komponentin data on merkitty sinisellä ja poikkeavat arvot on merkitty punaisella.

peräisiä WDC-tiedostoja ei ole muutettu.

Funktiolla *wdcread_hour_VF.m* luetaan alkuperäisiä WDC-tiedostoja. Jokaisessa WDC-tiedostossa on dataa yhdelle asemalle yhdelle vuodelle. Ohjelmalla tehdään Matlab-matriisi päiväyksistä ja Matlab-vektorit eri komponenteista jotka löytyvät WDC-tiedostosta. Ohjelma lukee vuosisadan tiedoston nimestä. Jokaisen rivin alusta ohjelma lukee kymmenet vuodet ja vuodet, kuukaudet ja päivät sekä rivillä olevan komponentin.

Funktio *wdc2elements.m* lukee kaikki WDC-tiedostot aseman kansiossa ajamalla *wdcread_hour_VF.m*-funktion jokaiselle tiedostolle. Ohjelmassa lasketaan puuttuva komponenttipari D ja H tai X ja Y, jos toinen komponenttipari löytyy.

Skripti *data_update_tool.m* päivittää datan viimeisimmille vuosille etsimällä uutta dataa WDC Edinburghin ftp-serveriltä. Dataa etsitään viimeisen vuoden jälkeen, jolle on jo olemassa dataa aseman Matlab-tiedostoissa. Puuttuva komponenttipari (H ja D tai X ja Y) lasketaan ja uusi data lisätään Matlab-tiedostoihin. Skriptissä oletetaan että WDC-tiedostoissa on ilmoitettu kaikki kolme komponenttia H, D ja Z tai X, Y ja Z, ja myönteisessä tapauksessa päivitetään kaikki komponentit.

Kansiossa *wdc ftp_complete_scan* on ohjelmat, jotka on tehty vertailuun WDC Edinburgh ftp-serverin tiedostojen ja paikallisten tiedostojen välillä. Näitä ohjelmia käytetään, kun etsitään WDC'hen lisättyjä tai muokattuja tiedostoja minä tahansa vuotena, ei vain viime vuosina.

Funktio *wdcftpscan.m* etsii ja palauttaa tiedot kaikista tuntidatatiedostoista WDC Edinburghin ftp-serveriltä. Funktio palauttaa matriisin, jossa ensimmäisessä sarakkeessa on aseman kolmikirjaiminen IAGA-koodi, toisessa sarakkeessa on tiedoston vuosi, kolmannessa sarakkeessa on tiedoston nimi, neljännessä sarakkeessa on tiedoston muokkauspäivämäärä ja viidennessä sarakkeessa on muokkauspäivämäärän päivännumero.

Funktio *wdcfilecompare.m* vertailee ftp-serverin tiedostoa ja paikallista tiedostoa. Funktio tekee listat ftp-serverin uusista tiedostoista, ftp-serverin niistä tiedostoista joiden muokkauspäivämäärä on uudempi kuin paikallisessa tiedostossa ja yhdistelmän uusista ja muokatuista tiedostoista. Funktio palauttaa listat matriiseina joissa on sama kolumnijako kuin mitä funktio *wdcftpscan.m* palauttaa.

Funktio *wdcnewdatacompare.m* tekee kuvan ftp-serverin uudesta datasta ja vanhasta paikallisesta datasta vertailua varten. ftp-serverin WDC-tiedostot tallennetaan väliaikaiseen kansioon nimeltä temp.

Funktio *temptextfilecompare.m* näyttää väliaikaiseen tallennustilaan tallennettujen tiedostojen paikallisten tiedostojen väliset tekstierot. Funktio käyttää Matlabin funktiota *visdiff.m*, joka vertaa kahta tiedostoa toisiinsa.

Funktio *wdcfileupdater.m* lataa aseman uudet WDC-tiedostot ftp-serveriltä ja tallentaa ne aseman kansioon. Lista uusista tiedostoista tehdään funktiolla *wdcfilecompare.m*.

Funktio *elementupdater.m* päivittää aseman komponentteihin uusien WDC-tiedostojen datan. Funktio tallentaa kuvat kaikista komponenteista annettuun kuvakansioon tarkastusta varten.

Skripti *data_update_VF.m* päivittää kaiken uuden datan WDC Edinburghin ftp-serveriltä. Skriptissä ladataan uudet WDC-tiedostot asemien kansioihin, päivitetään komponentit *elements*-kansioihin ja päivitetään asemien *info.mat*-tiedostot.

Geomagneettisen datan mahdollisten ongelmien etsimiseksi on tehty ohjelmia. Funktiota *Xfilteri.m* on käytetty poikkeavien arvojen etsimiseksi datasta. Poikkeavat arvot on tunnistettu suuresta erosta mediaanifilteröityyn dataan. Mediaanifilteröinti on tehty kolmen tunnin ikkunalla. Maksimierona on käytetty normaalihajonnan monikertoja tai absoluuttista etäisyyttä. Funktio *Xfilteri_show.m* etsii poikkeavat arvot samalla tavalla mutta lisäksi komponentista näytetään kuva, missä löytyneet poikkeavat arvot on merkitty punaisella tähdellä (ks. kuva 17).

Funktiolla *check_sequences.m* on etsitty perättäisiä toistuvia arvoja datasta. Ohjelma etsii jaksoja, joissa on enemmän kuin parametrinä annetun tuntimäärän verran samaa arvoa. Oletuksena ohjelma käyttää 48 tunnin rajaa jos parametrina ei anneta vähimmäismäärää. Funktio on tehty tuntidatalle.

Funktiota *check_dates2.m* on käytetty täyttämään puuttuvat tunnit *elements*-kansion tiedostoihin NaN (*not a number*) -arvoilla. Funktiota voidaan käyttää myös datan rajaamiseen halutulle aikavälille antamalla alku- ja loppuaika funktion parametreinä.

Funktiota *calculate_components.m* on käytetty puuttuvan komponenttiparin D ja H tai X ja Y laskemiseen kahdesta muusta. Yhtälöt komponenttien laskemiseen ovat

$$D = \begin{cases} \arctan \frac{Y}{X}, & X > 0 \\ \arctan \frac{Y}{X} + 180^\circ, & X < 0 \text{ ja } Y > 0 \\ \arctan \frac{Y}{X} - 180^\circ, & X < 0 \text{ ja } Y < 0 \\ 90^\circ & X = 0 \text{ ja } Y > 0 \\ -90^\circ & X = 0 \text{ ja } Y < 0 \end{cases}$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2},$$

$$X = H \cos D$$

ja

$$Y = H \sin D.$$

Ohjelmia on tehty GM- ja CGM-koordinaattien laskemiseen. Funktiota *geocent2geomag.m* on käytetty GM-koordinaattien laskemiseen GG-koordinaateista. Koordinaatisto on muutettu käyttäen kiertomatriiseja. Ensin koordinaatisto on muutettu pallokoordinaatistosta karteesiseksi

$$x = \cos \lambda \cos \phi,$$

$$y = \cos \lambda \sin \phi,$$

$$z = \sin \lambda,$$

missä λ on GG-leveyspiiri ja ϕ on GG-pituuspiiri. Säteenä voidaan käyttää arvoa 1 yksikköympyrän mukaisesti, jolloin säde voidaan jättää pois yhtälöistä. Karteesisen koordinaatiston x-akseli on ekvaattoritasossa kohti GG-koordinaatiston 0° pituuspiiriä (Greenwichin pituuspiiri), y-akseli on ekvaattoritasossa kohti 90° pituuspiiriä ja z-akseli on kohti GG-pohjoisnapaa.

Karteesista koordinaatistoa kierretään ensin z-akselin ympäri ja sen jälkeen y-akselin ympäri. Kiertomatriisi z-akselin ympäri on

$$R_z = \begin{pmatrix} \cos \phi_p & \sin \phi_p & 0 \\ -\sin \phi_p & \cos \phi_p & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

missä ϕ_p on dipolikentän pohjoisnavan GG-pituuspiiri. ϕ_p on tällä hetkellä länteen eli negatiivinen. Kiertomatriisi y-akselin ympäri on

$$R_y = \begin{pmatrix} \cos \theta_p & 0 & -\sin \theta_p \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \theta_p & 0 & \cos \theta_p \end{pmatrix},$$

missä

$$\theta_p = 90^\circ - \lambda_p$$

on dipolikentän pohjoisnavan kolatitudi ja λ_p on dipolikentän pohjoisnavan GG-leveyspiiri. Kierretyt koordinaatit eli GM-koordinaatit (x', y', z') saadaan GG-koordinaateista (x, y, z)

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} = R_y R_z \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix}.$$

Pallokoordinaatistossa GM-koordinaatit ovat

$$\lambda_m = \arctan \frac{z'}{\sqrt{(x')^2 + (y')^2}},$$
$$\phi_m = \begin{cases} \arctan \frac{y'}{x'}, & x' > 0 \\ \arctan \frac{y'}{x'} + 180^\circ, & x' < 0 \text{ ja } y' > 0 \\ \arctan \frac{y'}{x'} - 180^\circ, & x' < 0 \text{ ja } y' < 0 \\ 90^\circ & x' = 0 \text{ ja } y' > 0 \\ -90^\circ & x' = 0 \text{ ja } y' < 0 \end{cases}$$

missä λ_m on GM-leveyspiiri ja ϕ_m on GM-pituuspiiri.

Funktiota *cgm_coords_counter.m* on käytetty CGM-koordinaattien laskemiseen. Ohjelma käyttää VITMO-sivuston palvelua CGM-koordinaattien laskemiseen GG-koordinaateista. Ohjelma laskee CGM-koordinaatit kaikille paikallisen kansion asemille joka viidennelle vuodelle vuodesta 1900 lähtien. Joka viidennettä vuotta on käytetty IGRF-vuosien mukaisesti.

7.5 Dokumentointi

Tietoa jokaisesta mittausasemasta on tallennettu *info.mat*-tiedostoon aseman kansioon. Tähän tiedostoon on tallennettu aseman IAGA-koodi, GG-koordinaatit, keskiyön UT-tunti korkeus, datan aikaväli, aseman avaamis- ja sulkemisajat, jos ne on löydetty, ja mahdollisesti muuta tietoa asemasta.

Datan ongelmat ja tehdyt korjaukset on kerrottu tekstitiedostoissa *Note_Problems_and_Corrections.txt*, *Note_muut_Problems_and_Corrections.txt*, *Notes.txt* ja *report_AK.txt*. Esimerkiksi CLF-aseman Z-komponenttiin tehtystä perustason korjauksesta on kerrottu seuraavasti,

"CLF:

Baseline of Z values drop between years 1956 and 1957.

Baseline of Z was lowered by 70 nT for years 1936-1956".

Toisaalta esimerkiksi CTS-aseman X-komponentista poistetut poikkeavat arvot on kerrottu seuraavasti,

"CTS

Outliers removed:

X

1996 11 4 22

1996 12 23 14

...

2010 8 2 6

2011 5 20 12",

missä sarakkeet vasemmalta oikealle ovat vuosi, kuukausi, päivä ja tunti. Kaksi viimeistä poikkeavaa arvoa on esitetty kuvassa 17.

7.6 Pääkomponenttianalyysi

Pääkomponenttianalyysillä etsitään monen muuttujan vaihtelusta yhteisiä tekijöitä, joilla voidaan kuvata pienemmällä määrällä muuttujia datajoukon tyypillisimpiä vaihteluja. Analyysissä määritetään vaihtelun tilastollisesti tärkeimmät pääkomponentit. Pääkomponenttianalyysillä pystytään usein kuvaamaan valtaosaa alkuperäisten muuttujien vaihtelua vain muutamalla pääkomponentilla, mikä auttaa ymmärtämään useassa muuttujassa esiintyvää yhteistä vaihtelua.

Tässä tutkielmassa pääkomponenttianalyysi on tehty taulukon 40 mittausaseman päivittäisen *IHV*-indeksin kuukausikeskiarvoille, jotka ovat siis analysoitavia muuttujia. Kuukausikeskiarvoille pyritään löytämään pääkomponenttien avulla yhteisiä vaihtelua selittäviä tekijöitä. Pääkomponenttianalyysissä käytetyt asemat ja niiden GG- ja CGM-koordinaatit sekä keskiyön UT-tunti on esitetty taulukossa 9. Kaikilla asemilla on kattavasti mittausdataa vuosina 1966-2014, mille aikavälille analyysi on tehty. Koska revontulialueella geomagneettinen aktiivisuus on suurempaa, vaikuttaisivat revontulialueen asemien *IHV*-indeksit enemmän pääkomponenttianalyysiin. Jotta jokaisella asemalla olisi yhtä suuri vaikutus pääkomponentteihin, *IHV*-indeksin kuukausikeskiarvot standardoidaan normaali-jakaumaan. Aseman standardoidut *IHV*-indeksin kuukausikeskiarvot ovat

$$IHV_{mstd} = \frac{IHV_m - \langle IHV_m \rangle}{\sigma},$$

missä IHV_m on aseman *IHV*-indeksin kuukausikeskiarvot, $\langle IHV_m \rangle$ on aseman *IHV*-indeksin kuukausikeskiarvojen keskiarvo kaikista kuukausista kaikkina vuo-

sina 1966-2014 ja σ on aseman *IHV*-indeksin kuukausikeskiarvojen normaaliha-jonta.

Pääkomponenttialyysi tehdään singulaariakselihajotelmana 588×40 data-matriisille X minkä alkiot $x_{i,j}$, $i = 1, \dots, 588$ ja $j = 1, \dots, 40$, ovat standardoi-tuja kuukausikeskiarvoja IHV_{mstd} ,

$$X = \begin{pmatrix} x_{1,1} & x_{1,2} & \dots & x_{1,40} \\ x_{2,1} & x_{2,2} & \dots & x_{2,40} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{588,1} & x_{588,2} & \dots & x_{588,40} \end{pmatrix}.$$

X sisältää rivit joka kuukaudelle vuosina 1966-2014 joita on $49 \cdot 12$ eli 588. X :n singulaariakselihajotelma on

$$X = UDV^T,$$

missä U ja V ovat ortogonaalisia matriiseja eli $UU^T = I$ ja $VV^T = I$ ja D on diagonaalinen matriisi $D = \text{diag}(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n)$ joka sisältää matriisin X singu-laariarvot. Analyysin pääkomponentit ovat matriisin P sarakkeet

$$P = UD$$

ja V antaa kunkin aseman painotukset pääkomponenteille.

7.7 Muu data

Kansainvälinen auringonpilkkuluvun 2. versio on ladattu Sunspot Index and Long-term Solar Observations -sivustolta [SILSO, 2021]. Heliosfäärin magneettikentän voimakkuus ja aurinkotuulen nopeus on ladattu Goddard Space Flight Centerin Space Physics Data Facility OMNIWeb -sivustolta [OMNIWeb, 2021]. Heliosfää-rin polariteetit on ladattu Leif Svalgaardin tutkimussivulta [Svalgaard, 2021].

Dst-, *AE* ja *AL*-indeksit on ladattu World Data Center for Geomagnetism, Ky-oto -sivustolta [WDC Kyoto, 2021]. *aa*-, *am*-, *an*-, *as*- ja *Ap*-indeksit on ladattu In-ternational Service of Geomagnetic Indices -sivustolta [ISGI, 2021]. *SML*-indeksi on ladattu SuperMAG-sivustolta [SuperMAG, 2021].

Joissain kuvissa asemajoukkona on käytetty eri asemajoukkoa kuin taulukossa 9. Asemat joita on käytetty mutta ei ole esitetty taulukossa 9 on esitetty taulukossa 10. Myös käytetty aikaväli on joissain kuvissa eri.

Taulukko 9: Pääkomponenttianalyysissä käytetyt asemat, niiden geograafiset (GG) ja korjatut geomagneettiset (CGM) koordinaatit ja keskiyön UT tunti.

Asema	GG-leveys	GG-pituus	CGM-leveys	CGM-pituus	Keskiyön UT-tunti
Thule (THL)	77.483	-69.167	85.290	31.320	5
Resolute Bay (RES)	74.690	-94.895	83.280	-40.610	6
Godhavn (GDH)	69.252	-53.533	75.720	39.460	4
Baker Lake (BLC)	64.333	-96.033	73.890	-32.580	6
Barrow (BRW)	71.300	-156.620	70.040	-108.760	10
Fort Churchill (FCC)	58.786	-94.088	68.890	-27.780	6
Abisko (ABK)	68.358	18.823	65.300	102.020	23
College (CMO)	64.870	-147.860	65.040	-96.010	10
Leirvogur (LRV)	64.183	-21.700	65.040	67.140	1
Sodankylä (SOD)	67.367	26.633	63.900	107.520	22
Meanook (MEA)	54.615	-113.347	62.070	-54.230	8
Sitka (SIT)	57.052	-135.335	59.740	-79.880	9
Lerwick (LER)	60.133	-1.183	58.020	81.190	0
Nurmijärvi (NUR)	60.508	24.655	56.890	102.380	22
Newport (NEW)	48.267	-117.117	54.930	-56.660	8
Victoria (VIC)	48.517	-123.417	53.810	-63.870	8
Eskdalemuir (ESK)	55.317	-3.200	52.720	77.430	0
Novosibirsk (NVS)	54.850	83.230	50.430	155.950	18
Wingst (WNG)	53.743	9.073	50.040	86.800	23
Fredericksburg (FRD)	38.210	-77.367	49.140	-2.280	5
Niemegk (NGK)	52.072	12.675	47.980	89.260	23
Hartland (HAD)	51.000	-4.483	47.670	74.860	0
Belsk (BEL)	51.837	20.792	47.560	96.170	23
Irkutsk (IRT)	52.167	104.450	47.230	177.240	17
Chambon-la-Forêt (CLF)	48.017	2.267	43.490	79.430	0
Furstenfeldbruck (FUR)	48.170	11.280	43.400	86.990	23
Hurbanovo (HRB)	47.873	18.190	43.030	92.890	23
Tucson (TUC)	32.170	-110.730	39.800	-45.440	7
Memambetsu (MMB)	43.910	144.189	37.060	-144.640	14
Kakioka (KAK)	36.233	140.183	29.250	-148.300	15
San Juan (SJG)	18.382	-66.118	28.788	5.905	4
Kanoya (KNY)	31.420	130.882	24.630	-157.250	15
Honolulu (HON)	21.317	-158.000	21.330	-90.200	11
MBour (MBO)	14.384	-16.967	20.251	57.312	1
Alibag (ABG)	18.638	72.872	10.042	145.972	19
Guam (GUA)	13.583	144.867	5.108	-144.576	14
Hermanus (HER)	-34.425	19.225	-42.120	82.610	23
Port-aux-Français (PAF)	-49.353	70.262	-58.510	122.390	19
Scott Base (SBA)	-77.850	166.763	-79.950	-33.290	13
Dumont d'Urville (DRV)	-66.667	140.007	-80.430	-124.340	15

Taulukko 10: Muut asemat, niiden geograafiset (GG) ja korjatut geomagneettiset (CGM) koordinaatit ja keskiyön UT tunti.

Asema	GG-leveys	GG-pituus	CGM-leveys	CGM-pituus	Keskiyön UT-tunti
Cambridge Bay (CBB)	69.123	-105.031	77.210	-51.140	7
Hornsund (HRN)	77.000	15.550	74.120	109.960	23
Yellowknife (YKC)	62.482	-114.482	69.480	-59.460	8
Ottawa (OTT)	45.403	-75.552	55.960	0.950	5
St. Johns (STJ)	47.595	-52.677	53.690	31.160	4
Arti (ARS)	56.433	58.567	52.260	131.920	20
Boulder (BOU)	40.133	-105.233	49.030	-40.380	7
Papeete (PPT)	-17.566	-149.584	-15.121	-75.024	10
Hartebeesthoek (HBK)	-25.882	27.707	-35.790	95.030	22
Canberra (CNB)	-35.320	149.360	-45.470	-133.230	14
Eyrewell (EYR)	-43.400	172.400	-50.150	-103.640	13
Port Alfred (CZT)	-46.431	51.867	-53.180	106.280	21

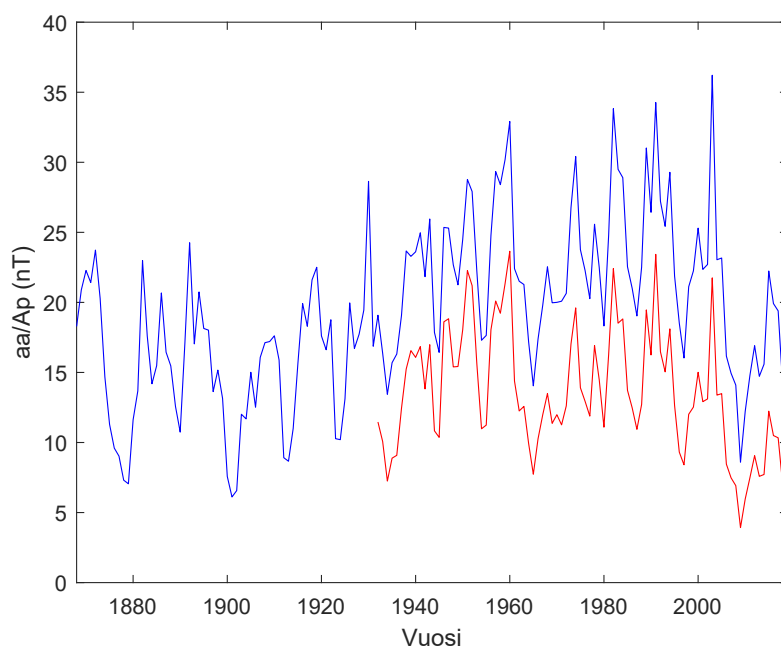
8 Geomagneettisen aktiivisuuden vaihtelu

8.1 Pitkäaikainen muutos

Globaali geomagneettinen aktiivisuus nousi 1900-luvun aikana [Mayaud, 1972; Clilverd et al., 1998; Lockwood et al., 1999; Mursula et al., 2004], mutta on laskeutunut jälleen 2000-luvulla. Samaan aikaan Auringon aktiivisuudessa havaittiin moderni maksimi. *aa*-indeksin vuosikeskiarvot vuosille 1868-2019 ja *Ap*-indeksin vuosikeskiarvot vuosille 1932-2019 on esitetty kuvassa 18. Molemmista indekseissä näkyy noin 11-vuoden aurinkosyklivaihtelu. Kuvasta nähdään myös että *aa*-indeksin minimi ovat nousseet 1900-1950 -luvulla ja laskeneet 1980-2010 -luvulla. Hyvin samanlainen aikakehitys on myös *Ap*-indeksissä vuodesta 1932 alkaen mikä tukee sitä että *aa*-indeksi mittaa hyvin geomagneettisen aktiivisuuden pitkäaikaista kehitystä. Molempien indeksien auringonsyklivaihtelun minimien suuruus seuraa hyvin Auringon aktiivisuuden modernin maksimin kehitystä. 1960-luku on ollut molemmissa indekseissä vähemmän aktiivista aikaa kuin viereiset vuosikymmenet, vaikka 1960-luku oli keskellä modernia maksimia. Samaan aikaan ollut aurinkosykli 20 oli myös matala.

Stamper et al., [1999] analysoivat että ionosfäärin johtavuuden ja maan magneettikentän muuttumisen vaikutus *aa*-indeksin muutokseen on pieni ja että merkittävin syy indeksin nousuun on aurinkotulessa. Geomagneettisen aktiivisuuden pitkäaikainen muutos riippuu aurinkotuulen nopeuden ja HMF voimakkuuden pitkäaikaisesta muutoksesta. Geomagneettisen aktiivisuuden pitkäaikaisesta muutoksesta voidaan päätellä aurinkotuulen nopeuden ja HMF:n voimakkuuden pitkäaikaiset muutokset jotka käyttäytyvät hyvin samalla tavalla kuin geomagneettisen aktiivisuuden pitkäaikainen muutos [Lockwood et al., 1999; Svalgaard ja Cliver, 2007].

Geomagneettista aktiivisuutta on käytetty HMF:n voimakkuuden pitkäaikai-



Kuva 18: *aa*-indeksin vuosikeskiarvojen aikakehitys vuosina 1868-2019 sinisellä ja *Ap*-indeksin vuosikeskiarvojen aikakehitys vuosina 1932-2019 punaisella.

sen muutoksen arviointiin, sillä geomagneettisen aktiivisuuden mittauksia on tehty pidempään kuin suoria satelliittimittauksia. *aa*-indeksiä on käytetty arviona Auringon avoimen kokonaismagneettivuon muutokselle vuodesta 1870 eteenpäin [Lockwood *et al.*, 1999; Cliver ja Ling, 2002; Lockwood, 2003]. *aa*-indeksissä on esitetty olevan pieni kalibrointivirhe, kun *aa*-indeksiä on verrattu Niemegkin ja Sodankylän dataan [Clilverd *et al.*, 2005; Lockwood *et al.*, 2006]. Vertailun perusteella *aa*-indeksi olisi liian pieni pohjoisen aseman osalta ennen vuotta 1957, jolloin pohjoinen asema vaihtui Abingerista Hartlandiin. Virheen suuruudeksi on arvioitu noin 2-3 nT [Lockwood *et al.*, 2006; Svalgaard ja Cliver, 2007]. Lu *et al.* [2012] löysivät melko samankaltaisen pitkäaikaisen kehityksen *IHV*- ja *IDV*-indekseistä kuin *aa*-indeksistä ja lisäksi vielä auringonpilkkuluvusta. He esittivät että *aa*-indeksi kuvaa hyvin geomagneettisen aktiivisuuden pitkäaikaista muutosta ja että aseman vaihtumisella on vain pieni vaikutus indeksin tasoon. He esittivät että *aa*-, *IHV*- ja *IDV*-indeksien pitkäaikainen vaihtelu seuraa auringonpilkkuluvun pitkäaikaista vaihtelua ja että indekseillä on noin 80-100 vuoden vaihtelu, joka auringonpilkkuluvussa tunnetaan Gleissberg-vaihteluna. Mursula *et al.* [2004] esittivät, että geomagneettisen aktiivisuuden nousu *IHV*-indeksissä riippuu aseman leveyspiiristä niin, että revontulialueella suhteellinen nousu on suurempaa kuin matalilla leveyspiireillä ja keskileveyspiireillä. Tämä viittaa siihen, että au-

rinkotuulen muutos on aiheuttanut enemmän keskisuurta ja sitä pienempää häiriöisyyttä kuin suuria myrskyjä.

Kuvassa 19 on esitetty *aa*-indeksistä lasketut päiväkeskiarvot *Aa* vuosille 1870-1996. Kuvassa päivät on jaoteltuna aurinkosykleihin ja 27-päiväiseen Bartels-jaksoon. 27-päivän Bartels-jaksoa käytetään karkeana arviona Auringon pyörimiselle. Yhden Bartels-jakson kuluttua sama osa Auringon pinnasta on kohdistunut uudelleen Maata kohti. Kuvassa nähdään että aktiivisuus on kasvanut 1900-luvun aikana. Aurinkosykliden laskevalla kausilla nähdään paljon aktiivisuutta koska Maahan kohdistuu silloin paljon nopeita aurinkotuulivirtauksia koronan au-koista. Toistuvat hitaan ja nopean aurinkotuulen tiheysrintamat näkyvät suurina punaisina ja vihreinä vaakasuorina alueina, kun korkea geomagneettinen aktiivisuus toistuu Bartels-jakson jälkeen. *aa*-indeksin minimi nähdään hieman aurinkosyklin minimin jälkeen, yleensä seuraavana vuonna. Auringon aktiivisuuden modernin maksimin aikaan koronan aukot ovat minimiaikaankin ylettyneet matalille heliograafisille latitudeille minkä seurauksena Maahan on kohdistunut enemmän hitaan ja nopean aurinkotuulen välisiä tiheysrintamia.

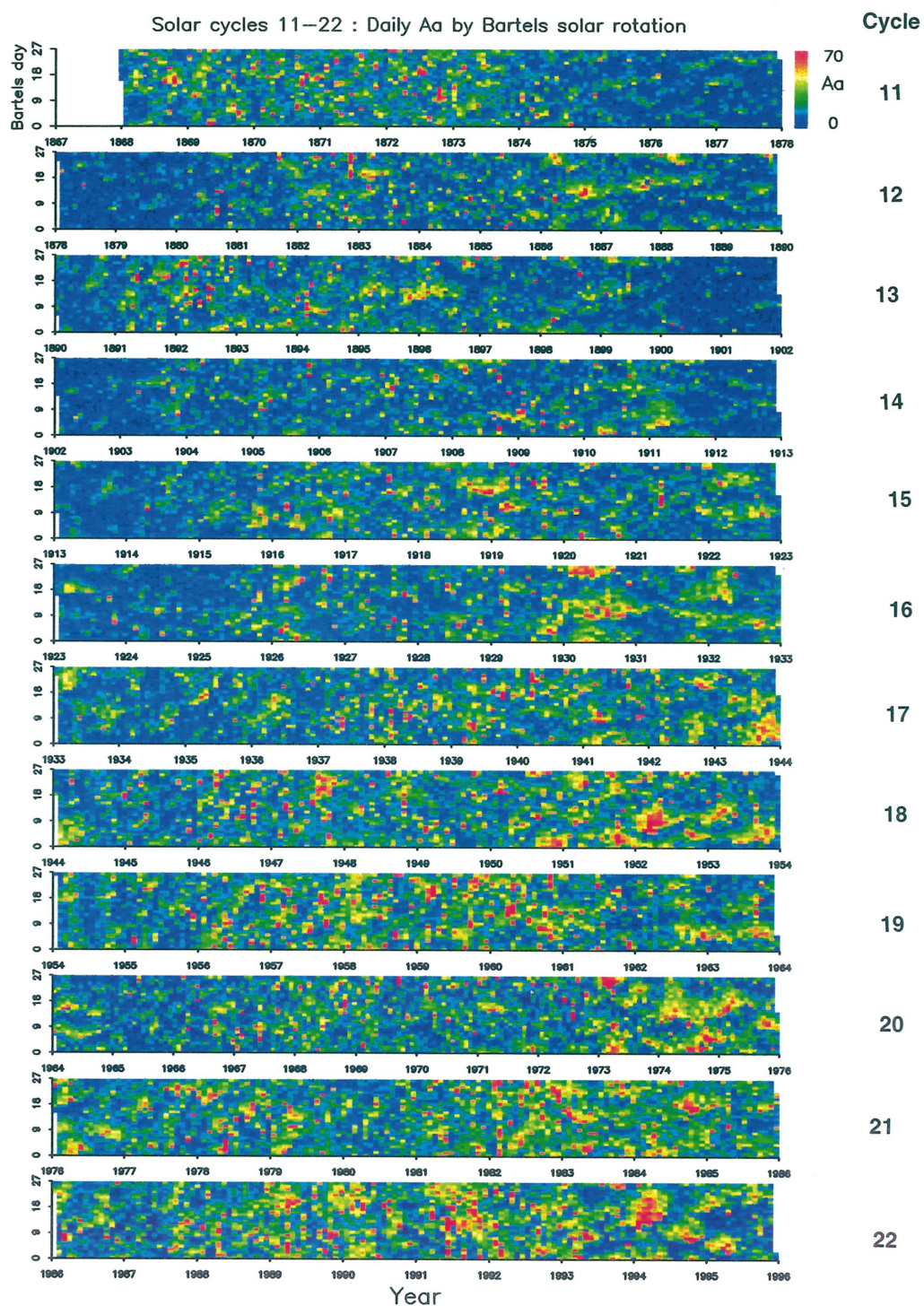
8.2 LT-vaihtelu

Kuvassa 20 on esitetty kolmen eri leveyspiirin aseman *ak*-indeksin keskiarvot eri LT-tunneille. Asemat ovat Sodankylä (SOD), Hartland (HAD) ja San Juan (SJG). Sodankylä on revontulialueen asema, Hartland on *aa*-, *Kp*- ja *am*-indekseissä käytetty keskileveyspiirin asema ja San Juan on *Dst*-indeksissä käytetty matalan leveyspiirin asema. Revontulialueen aseman Sodankylä yöpuoli, missä on alimyrskyjen aiheuttama lännensuuntainen suihkuvirta, on geomagneettisesti hyvin aktiivista. Pienin aktiivisuus revontulialueella on aamupäivällä. Keskileveyspiirin asemassa Hartland suurin aktiivisuus on illalla noin kello 18. Matalan leveyspiirin asemalla San Juan aktiivisuus on suurin aamulla noin kello 8.

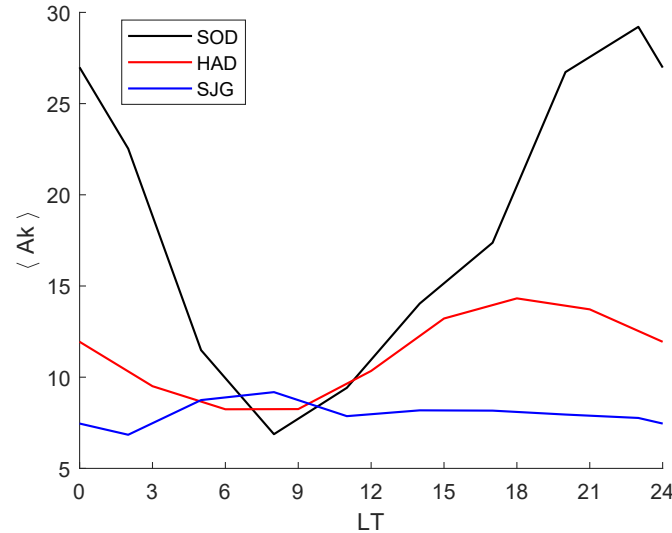
8.3 Aurinkosyklivaihtelu

Aurinkotuulen nopeus, joka on suurimmillaan aurinkosyklin laskevalla kaudella, aiheuttaa sen, että geomagneettisen aktiivisuuden syklivaihtelu on aurinkosykliä jäljessä [Clilverd *et al.*, 1998].

Maahan kohdistuu eniten koronan massapurkauksia auringonpilkkuluvun maksimin aikaan ja nopeaa aurinkotuulta ja nopean ja hitaan aurinkotuulen välisiä tiheysrintamia auringonpilkkuluvun laskevalla kaudella. Tämän takia geomagneettinen aktiivisuus on suurta yleisesti sekä auringonpilkkumaksimin aikana että pilkkuluvun laskevan kauden aikaan, ja pienempää minimiaikaan ja nousevalla kaudella. Kuvassa 21 on esitetty CME- ja CIR-myrskyjen määrät vuosina 1964-2016. Myrskyt on jaoteltu pieniin, keskisuuriin ja suuriin myrskyihin *Kp*-indeksin



Kuva 19: Päivittäinen Aa-indeksi vuosina 1870-1996 järjestettynä aurinkosykliin ja 27-päivän Bartels-jaksoon [Clilverd *et al.*, 1998].

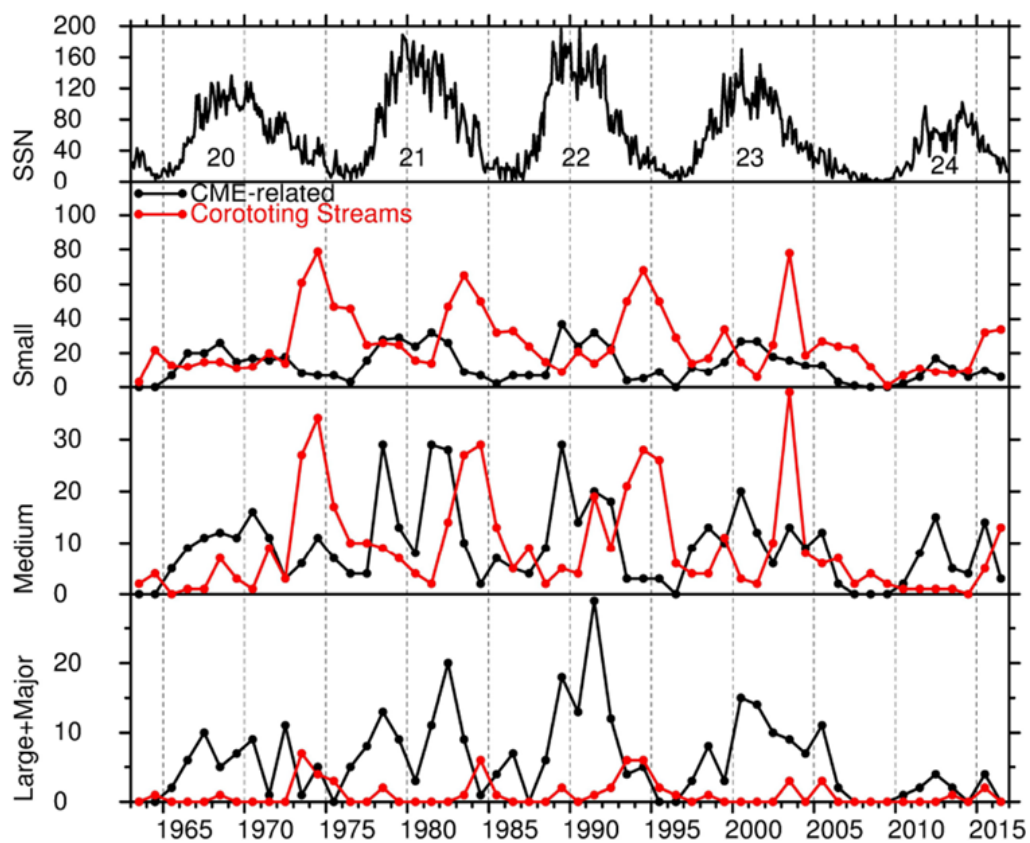


Kuva 20: ak -indeksin keskiarvoinen LT-vaihtelu kolmelle eri leveyspiirin asemalle. Mustalla on merkitty Sodankylä, punaisella Hartland ja sinisellä San Juan.

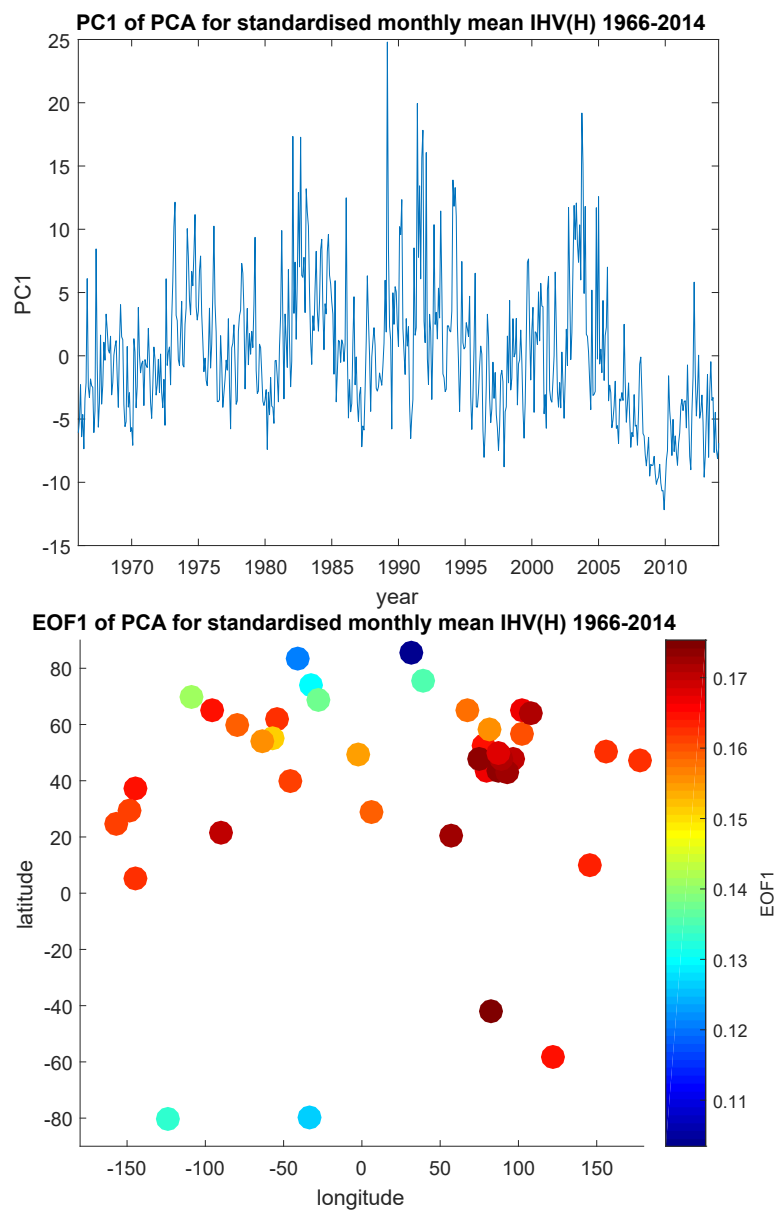
mukaan [Richardson, 2018]. Vertailun vuoksi on näytetty myös auringonpilkkuku. Kuvasta nähdään että CIR tuottaa paljon pieniä myrskyjä. Keskisuurista myrskyissä molemmat tuottavat lähes saman määrän myrskyjä. Suuret myrskyt ovat suurimmaksi osaksi CME-myrskyjä. CIR on aiheuttanut vain muutamia suuria myrskyjä. CME-myrskyjen vaihtelu seuraa auringonpilkkuluvun vaihtelua. Nähdään myös varsinkin syklin 21 aikana että CME-myrskyjen määrässä on keskellä Auringon aktiivista aikaa aukko joka pilkkuluvun määrässä tunnetaan Gnevyshevin aukkona [Gnevyshev, 1967]. CIR-myrskyjen määrä maksimoi pilkkuluvun laskevalla kaudella.

Kuvassa 22 ylempänä on esitetty 40 aseman IHV -indeksien standardoiduille kuukausikeskiarvoille tehdyn pääkomponenttianalyysin (*principal component analysis*, PCA) ensimmäinen pääkomponentti (*principal component*, PC). Pääkomponenttianalyysin asemat on esitetty taulukossa 9. Ensimmäisessä komponentissa on voimakas aurinkosyklivaihtelu, jonka maksimit on auringonpilkkuluvun laskevalla kaudella. Minimiajat vuoden 1977 minimistä lähtien vastaavat hyvin auringonpilkkuluvun minimiä. Ensimmäinen pääkomponentin pitkäaikainen tason kehitys vastaa hyvin geomagneettisen aktiivisuuden tason kehitystä.

Kuvassa 22 alempana on esitetty ensimmäisen pääkomponentin asemien painotukset (*empirical orthogonal functions*, EOF). Suurin ensimmäisen komponentin osuus on matala- ja keskileveyspiirin asemilla missä rengasvirta aiheuttaa voi-



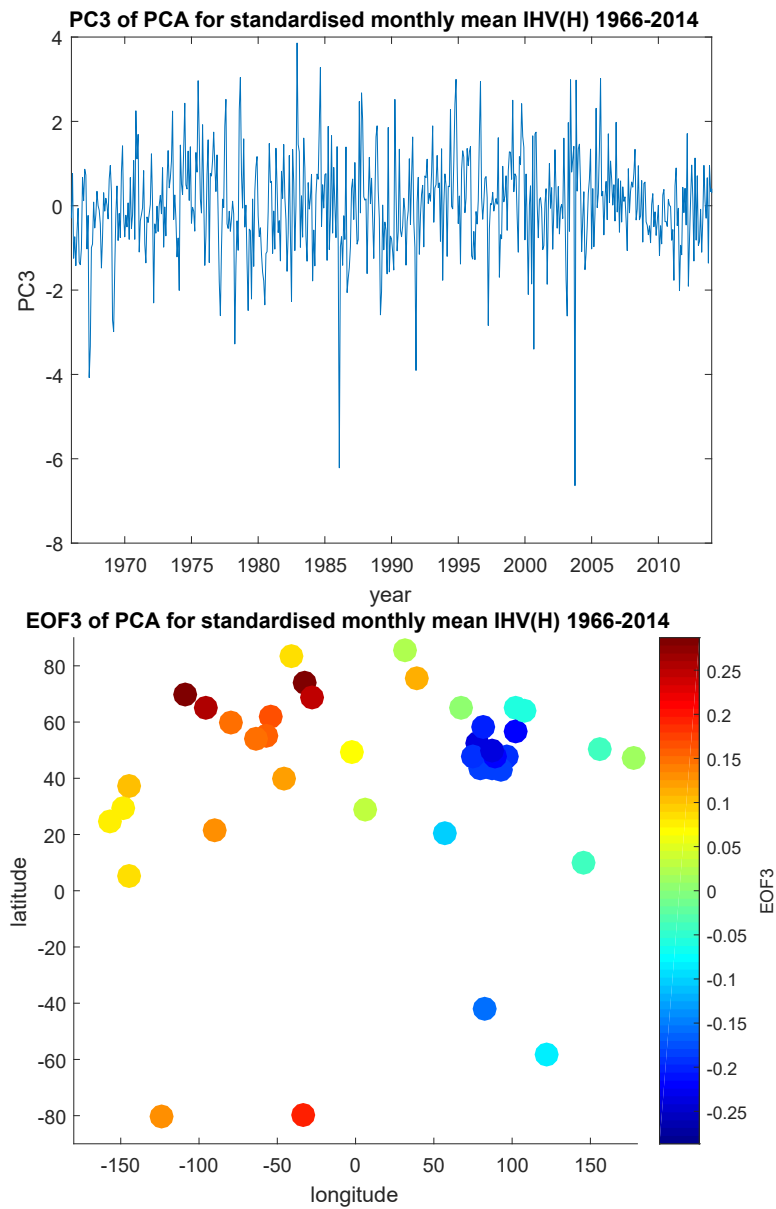
Kuva 21: Vuosittaiset CME-myrskyjen ja CIR-myrskyjen määrät vuosina 1964-2016 jaoteltuna pieniin, keskikokoisiin ja suuriin myrskyihin Kp -indeksin mukaan [Richardson, 2018].



Kuva 22: Ensimmäinen PC vuosina 1966-2014 ylempänä ja ensimmäinen EOF asemille CGM-koordinaatistossa alempana.

makkaimmin geomagneettista aktiivisuutta. Ensimmäinen pääkomponentti vaikuttaa siis kuvaavan ainakin osittain rengasvirran sitä aktiivisuutta joka aiheutuu nopeasta aurinkotuulesta. Napa-alueiden asemilla ensimmäinen EOF on pienempi kuin muilla asemilla. Muuten asemien painotukset ovat lähes samalla tasolla.

Kuvassa 23 on esitetty pääkomponenttianalyysin kolmas pääkomponentti ylem-



Kuva 23: Kolmas PC vuosina 1966-2014 ylempänä ja kolmas EOF asemille CGM-koordinaatistossa alempana.

pänä ja kolmas EOF asemille CGM-koordinaatistossa alempana. Kolmannessa komponentissa on heikko aurinkosykli vaihtelu. Asemien painotuksissa on vahva pituuspiiri riippuvuus, jossa negatiivisen CGM-pituuspiirin asemilla on positiivinen EOF ja positiivisen CGM-pituuspiirin asemilla on negatiivinen EOF. Tämä on luultavasti seurausta RM-kulman UT-vaihtelusta (ks. kappale 8.6.2) sillä *IHV*-indeksiin on käytetty asemien yöpuolen tunteja, jotka eri pituuspiireillä ovat eri UT-ajassa. Kolmas pääkomponentti ei kuvaa selvästi mitään yhtä geomagneettisen aktiivisuuden vaihtelua.

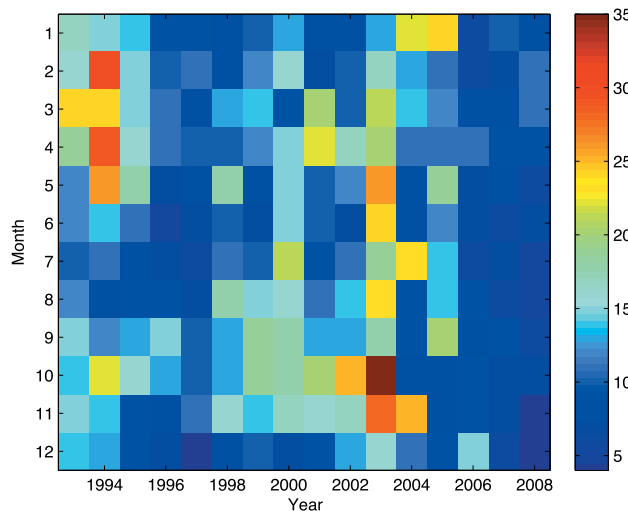
8.4 Vuosivaihtelu

Kuvassa 24 on esitetty *Ap*-indeksin kuukausiarvot vuosina 1993–2008. Vuosivaihtelun maksimi voi olla milloin vain yksittäisenä vuotena. Suurin vuosivaihtelu löytyi vuosina 1994 ja 2003, jolloin aurinkosykli oli laskevassa vaiheessa ja Maahan kohdistui nopeaa aurinkotuulta. Vuoden 1994 maksimi on keväällä ja vuoden 2003 maksimi on syksyllä.

Geomagneettisessa aktiivisuudessa ja aurinkotuulen nopeudessa on vuosivaihtelu, jonka vaihe vaihtelee 22-vuoden sykleissä. Aurinkotuulen vuosivaihtelun vaiheen 22-vuoden syklin syyksi on esitetty hemisfäärien aktiivisuuseroa, joka vaihtuu syklillä toiseen [Zieger ja Mursula, 1998]. Kuvassa 25 on esitetty filte-roidyt aurinkotuulen nopeus, K_p -indeksi ja HMF suunta kohti tai poispäin Aurin-gosta vuosina 1964–1996. Parks-McClellan algoritmin kaistanpäästöfilteröinnillä on erotettu vuosivaihtelu muista vaihteluista. Vertailun vuoksi on näytetty myös auringonpilkkuluvun kuukausikeskiarvot. Aurinkotuulen nopeuden vuosivaihtelu on suurin aurinkosyklin minimiaikana.

Maan heliograafinen leveysaste vaihtelee vuoden aikana Maan ollen korkeim-malla heliograafisella leveysasteella keväällä ja syksyllä. Aurinkotuulen nopeuden vuosivaihtelu on seurausta aurinkotuulen nopeuden riippumisesta heliograafises-ta leveysasteesta. Aurinkotuulen nopeudella on symmetriaero eteläisen ja pohjoi-sen hemisfäärin välillä aurinkosyklin minimiaikoina. K_p -indeksillä on myös 22-vuoden vaihtelu vuosivaihtelussa, joka on seurausta aurinkotuulen nopeuden 22-vuoden vaihtelusta ja Maan heliograafisen leveysasteen vaihtelusta. HMF-suun-nalla on myös vuosivaihtelu, joka vaihtelee 22-vuoden sykleissä mikä on seu-rausta Auringon magneettisten napojen kääntymisestä minimistä toiseen ja Maan heliograafisen leveyspiirin vaihtelusta vuoden aikana. Molemmat kuvat 24 ja 25 näyttävät geomagneettisen aktiivisuuden vuosivaihtelun vaiheen syklille 22, jol-loin maksimi on keväällä, molempien kuvien mukaan. Vuosivaihtelun syklien vai-hemuutos on siis jatkuva ainakin syklin 20 edeltävästä minimistä lähtien.

Globaalin geomagneettisen aktiivisuuden indeksien vuosivaihtelun lisäksi yk-sittäisillä asemilla on paikallinen vuosivaihtelu. Paikallinen vuosivaihtelu johtuu luultavasti ionosfääriin johtavuuden kasvamisesta paikallisen kesän aikaan mikä



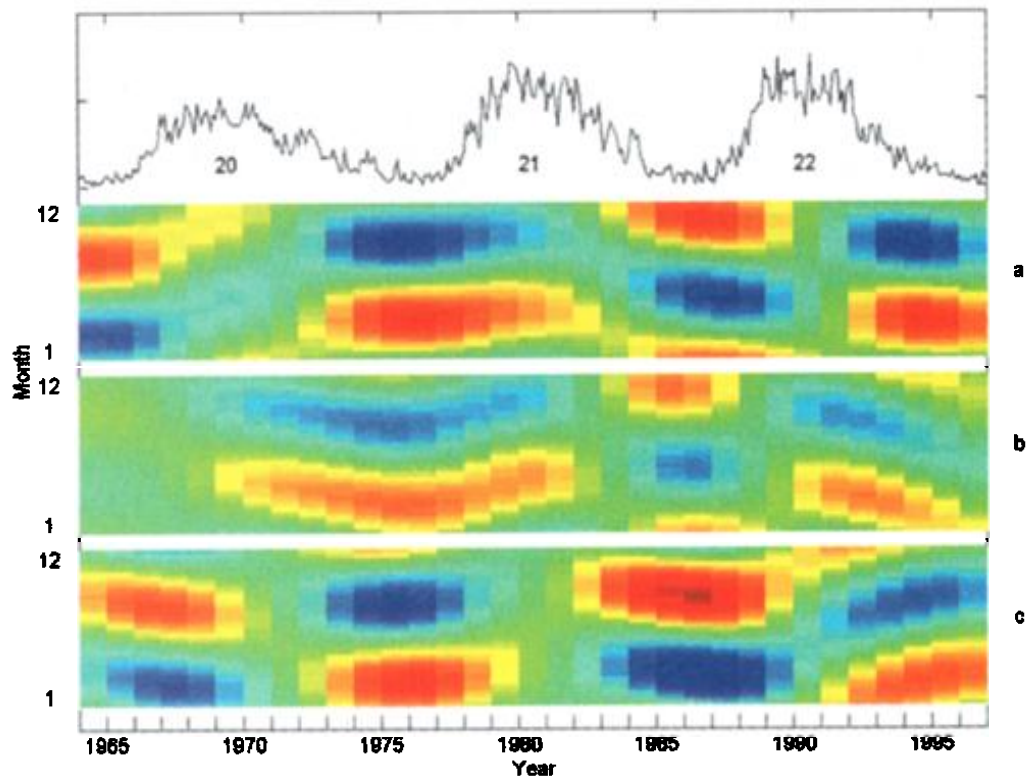
Kuva 24: *Ap*-indeksin kuukausikeskiarvot vuosina 1993-2008 [Mursula et al., 2011].

vähentää alimyrskyjen määrää mutta kasvattaa niiden kestoja [Wang ja Lühr, 2007; Tanskanen et al., 2011; Mursula et al., 2011]. Kuvassa 26 on esitetty kolmen eri leveyspiireillä sijaitsevan aseman *IHV*-indeksin kuukausikeskiarvot vuosina 1964-2014. Asemat ovat Thule (THL), joka sijaitsee pohjoisella napa-alueella, Hartland (HAD), joka sijaitsee keskileveyspiirillä ja Dumont d'Urville (DRV) joka sijaitsee eteläisellä napa-alueella. *IHV* on laskettu H-komponentista. Kuvasta nähdään että pohjoisen napa-alueen asemalla THL *IHV*-indeksin maksimi on kesällä. Eteläisen napa-alueen asemalla DRV maksimi on talvella milloin eteläisellä pallonpuoliskolla on paikallinen kesä. Keskileveyspiirin asemalla HAD on maksimi maaliskuussa ja syyskuussa. Vuosivaihtelu asemissa THL ja DRV on suurempi kuin asemassa HAD.

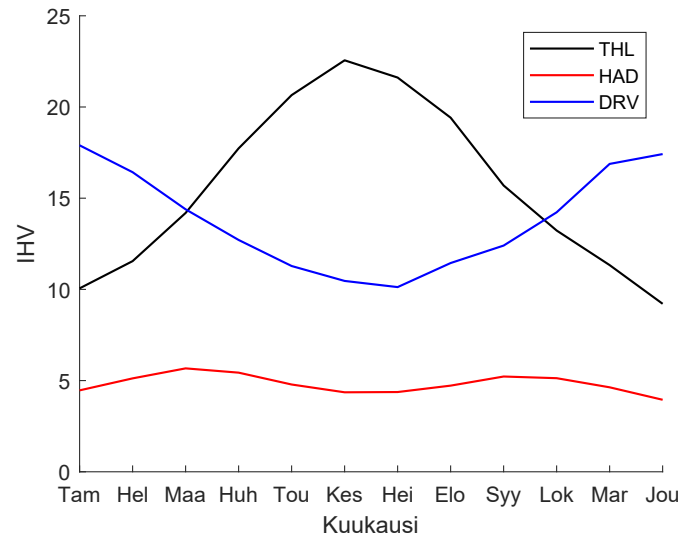
Normalisoidut *IHV*-indeksin vuodenaikakeskiarvot 52 asemasta vuosilta 1980-2013 on esitetty kuvassa 27. Vuodenaikakeskiarvot on normalisoitu jakamalla aseman koko datasarjan 1980-2013 keskiarvolla. Paikallisessa kesässä on *IHV*-indeksin aktiivisuudessa maksimi joka on sitä voimakkaampi mitä korkeammalla pohjoisella tai eteläisellä leveyspiirillä asema on. Keväällä ja syksyllä aktiivisuutta on tasaisemmin eri leveyspiireillä. Tällöin myös nähdään suurimman aktiivisuuden arvot useimmissa matala- ja keskileveysasteen asemissa

Kuvassa 28 ylempänä on esitetty pääkomponenttianalyysin toinen pääkomponentti joka kuvaa pääosin vuosivaihtelua. Toisen pääkomponentin maksimi on kalenterivuoden kesällä mikä näkyy kuvassa 29, missä pystyakselilla on kuukausi ja vaakakselilla vuosi.

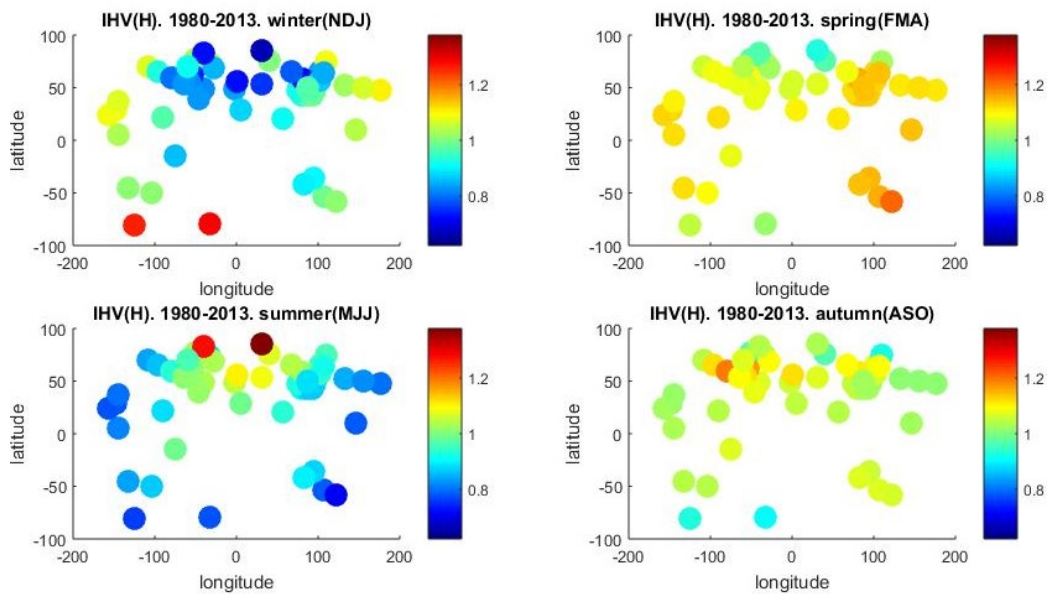
Kuvassa 28 alempana on toinen EOF asemille CGM-koordinaatistossa. Keltai-



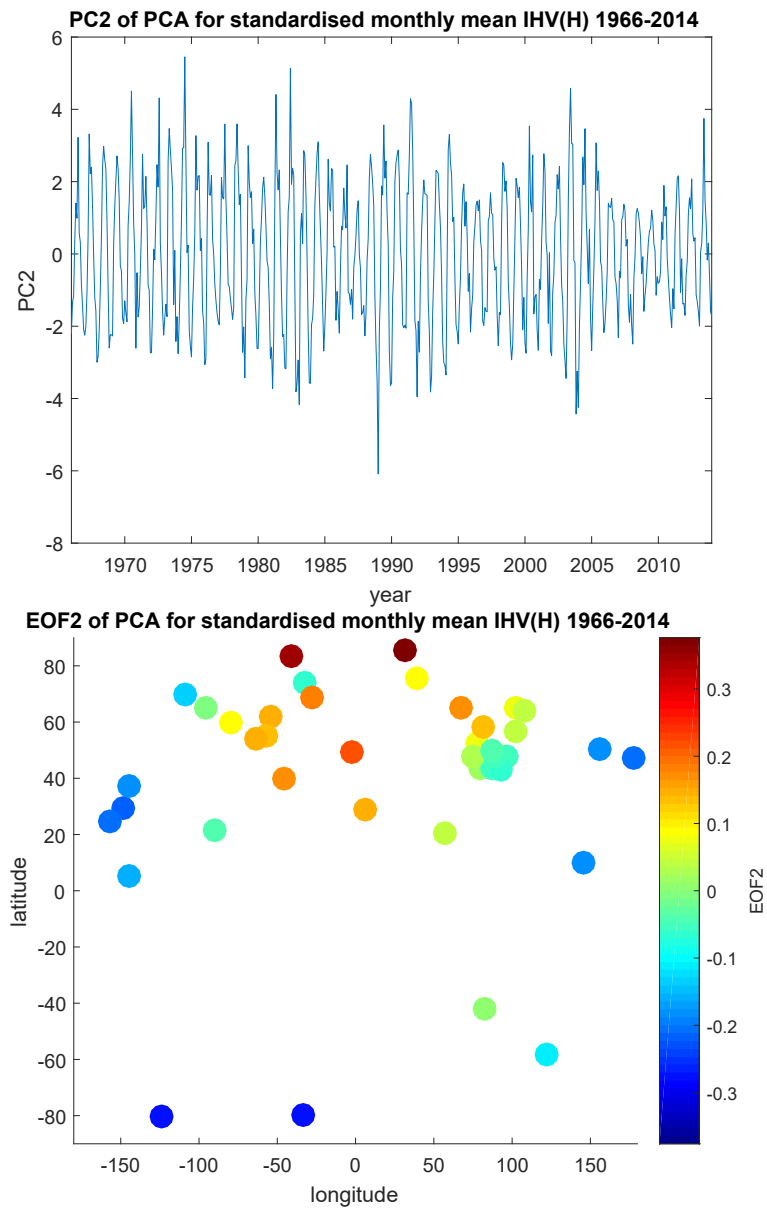
Kuva 25: Auringonpilkkuluvun kuukausikeskiarvot ja filteröidyt a) aurinkotuulen nopeus, b) K_p indeksi ja c) HMF komponentin suuruus kohti Aurinkoa. Punainen väri merkitsee suurempaa aurinkotuulen nopeutta, häiriöisempää K_p arvoa ja HMF suuntaa kohti Aurinkoa. Vaaka-akselilla on vuodet 1964-1996 ja pystyakselilla kuukaudet 1-12 [Zieger ja Mursula, 1998].



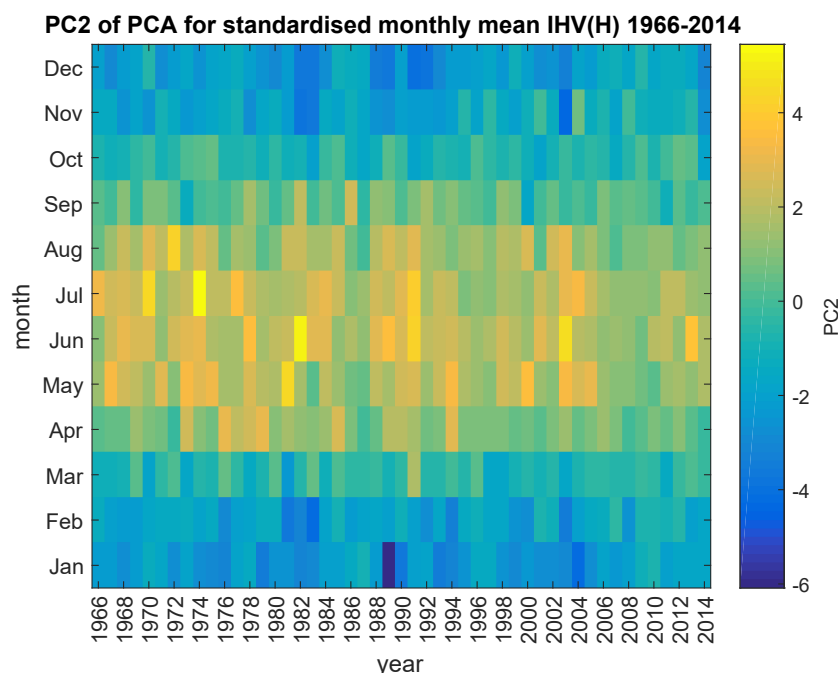
Kuva 26: Kolmen aseman *IHV*-indeksin keskiarvot kalenterikuukausille. Mustalla on merkitty Thule, punaisella on merkitty Hartland ja sinisellä on merkitty Dumont d'Urville.



Kuva 27: Normalisoidut vuodenaikakeskiarvot 52 aseman *IHV*-indekseille vuosina 1980-2013. Koordinaatit on esitetty CGM-koordinaatistossa.



Kuva 28: Toinen PC vuosina 1966-2014 ylempänä ja toinen EOF asemille CGM-koordinaatistossa alempana.

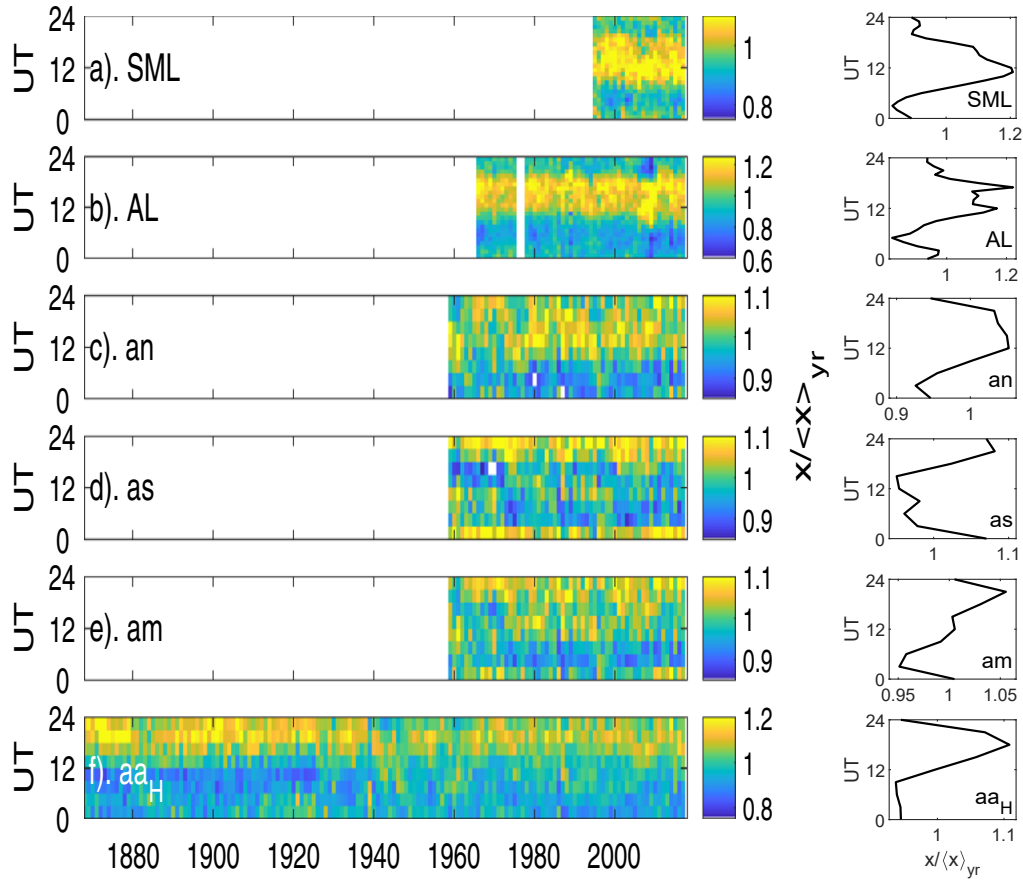


Kuva 29: Toisen pääkomponentin vuosivaihtelu vuosina 1966-2014.

silla ja punaisilla asemilla EOF on positiivinen ja sinisillä negatiivinen. Vihreillä asemilla EOF on lähellä nollaa, joten niillä toisen pääkomponentin kuvaama vuosivaihtelu on pientä. Pääkomponenttianalyysiä on tehty myös A_h -indeksin vuosikeskiarvoille jotka on muutettu standardoidulle normaalijakaumalle [Holappa *et al.*, 2014; Mursula ja Holappa, 2017]. Vuosikeskiarvoilla toinen pääkomponentti vaihteli HSS esiintymisen mukaan 11-vuoden jaksoissa missä maksimi on auringonpilkkuluvun laskevalla kaudella.

8.5 UT-vaihtelu

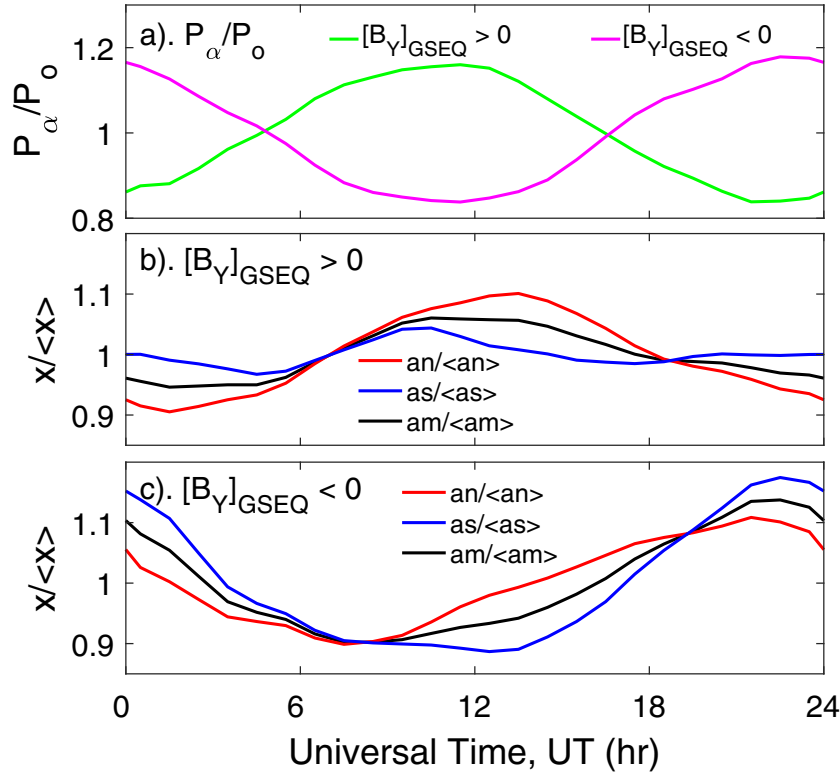
Kuvassa 30 on esitetty useiden erilaisten globaalien geomagneettisen aktiivisuuden indeksien UT-vaihtelu eri vuosina. Kolmen tunnin jaksoille on laskettu keskiarvot kullekin vuodelle, jotka on sitten normalisoitu jakamalla po. vuoden 8 jakson keskiarvolla. *SML*- ja *AL*-indeksissä suurempi aktiivisuus on UT-tunteina 11-15 ja pienempi UT-tunteina 0-10. *AL* ja *SML* ovat negatiivisia mutta normalisoinnissa keskiarvoa pienemmät arvot, eli häiriöinen aika, saavat yli yhden arvon ja näkyvät kuvassa keltaisella. Keskiarvoa korkeammat (vähemmän negatiiviset) arvot, eli rauhallinen aika, saavat arvon alle yksi ja näkyvät kuvassa 30 sinisellä. an on häiriöinen välillä 9-23 UT mutta aktiivisin tunti vaihtelee vuodesta toiseen. Rauhallisempi aika on noin 0-9 UT. as poikkeaa an:n vaihtelusta ollen häiriöisin



Kuva 30: Normalisoidut geomagneettisen aktiivisuuden indeksit UT-ajan ja vuoden mukaan (vasen paneeli) [Lockwood *et al.*, 2021] ja normalisoitujen indeksien keskiarvoinen UT-vaihtelu koko ajalta (oikea paneeli).

välillä 18-3 UT ja rauhallisempi välillä 3-18 UT. Kuitenkin joinakin vuosina on siinä aktiivisia jaksoja myös välillä 3-18 UT. Pohjoisen ja eteläisen pallonpuoliskon geomagneettisen aktiivisuuden UT-vaihtelu syntyy geomagneettisen navan vuorokautisesta pyörimisestä Maan akselin ympäri. Magneettisen navan pituuspiiri pohjoisella pallonpuoliskolla on noin 70° länteen ja eteläisellä pallonpuoliskolla noin 110° itään. *am*-indeksi on keskiarvo *an*- ja *as*-indekseistä mikä näkyy mm. siinä, että aktiivinen aika on leveämpi ja yltää UT-välille 9-3. *am*-indeksin UT-vaihtelu muuttuu myös huomattavasti vuodesta toiseen. *aa_H*-indeksi on aktiivinen UT-välillä 15-23 ja rauhallisempi välillä 0-12. UT-vaihtelu on ollut *aa_H*-indeksissä voimakkaampaa ennen vuotta 1940. Kuvassa 30 oikealla on esitetty normalisoitujen indeksien keskiarvoinen UT-vaihtelu kaikista vuosista.

Kuvassa 31 on esitetty *am*-, *an*- ja *as*-indeksien normalisoitu UT-vaihtelu jao-

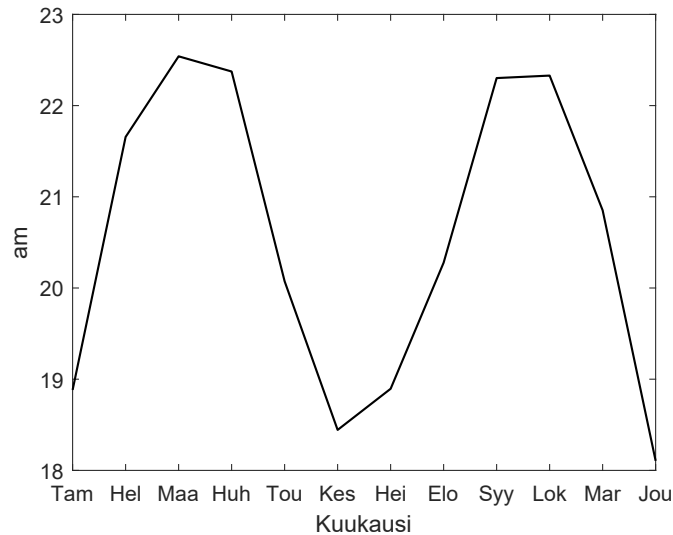


Kuva 31: UT-vaihtelu eroteltuna B_y -suunnan mukaan GSEQ-koordinaatistossa. a) Normalisoitu tehoarvio magnetosfääriin pääsevistä energiasta kun B_y on positiivinen ja kun B_y on negatiivinen. Normalisoitu an , as ja am kun B_y on positiivinen (paneli b) ja kun B_y on negatiivinen (paneli c) [Lockwood *et al.*, 2021].

teltuna heliosfäärin magneettikentän B_y -komponentin suunnan mukaan GSEQ-koordinaatistossa (*Geocentric Solar Equatorial*), jonka X on kohti Aurinkoa, Y on Auringon ekvaattoritasossa ja Z on pohjoiseen päin täydentäen koordinaatiston. Lisäksi kuvassa on esitetty teho P_α , jolla energia siirtyy aurinkotuulesta magnetosfääriin normalisoituna tehon keskiarvolla P_0 . Indeksit paneeleissa b) ja c) seuraavat kyseisen B_y -suunnan vallitessa saatua tehon P_α UT-vaihtelua. Sama vaihtelu on molemmissa indekseissä, mutta an -indeksi on UT-tunteina 9-18 häiriöisempää kuin as -indeksi molempien B_y -suuntien aikana. as on taas UT-tunteina 21-6 häiriöisempää kuin an .

8.6 Puolivuosisvaihtelu

Geomagneettisessa aktiivisuudessa nähdään puolivuosisvaihtelu kun lasketaan keskiarvoinen vuosivaihtelu useasta vuodesta. Kuvassa 32 on esitetty am -indeksin

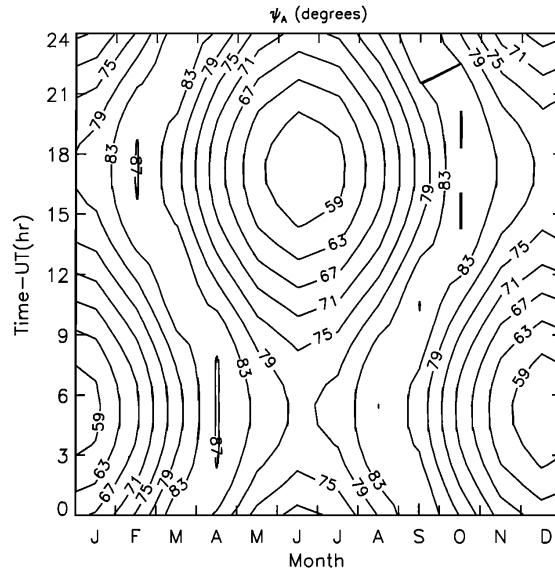


Kuva 32: *am*-indeksin kuukausikeskiarvojen puolivuosisivaihtelu vuosina 1959-2020.

kuukausikeskiarvot vuosina 1959-2020. Aktiivisempi aika on lähellä kevät- ja syyspäiväntasauksia. Geomagneettisen aktiivisuuden puolivuosisivaihtelun aiheuttajasta on esitetty kolme teoriaa: Maan dipoliakselin ja aurinkotuulen tulosuunnan välinen kulma (ns. päiväntasaus- eli ekvinoktiaalteoria; *Bartels*, 1932), etelänsuuntaisen HMF-komponentin suuruus GSM-koordinaatistossa [*Russell ja McPherron*, 1973] ja Maan sijainti korkeammalla heliograafisella leveysasteella lähellä kevät- ja syyspäiväntasauksia (ns. aksiaalteoria; *Cortie*, 1912).

8.6.1 Päiväntasausteoria

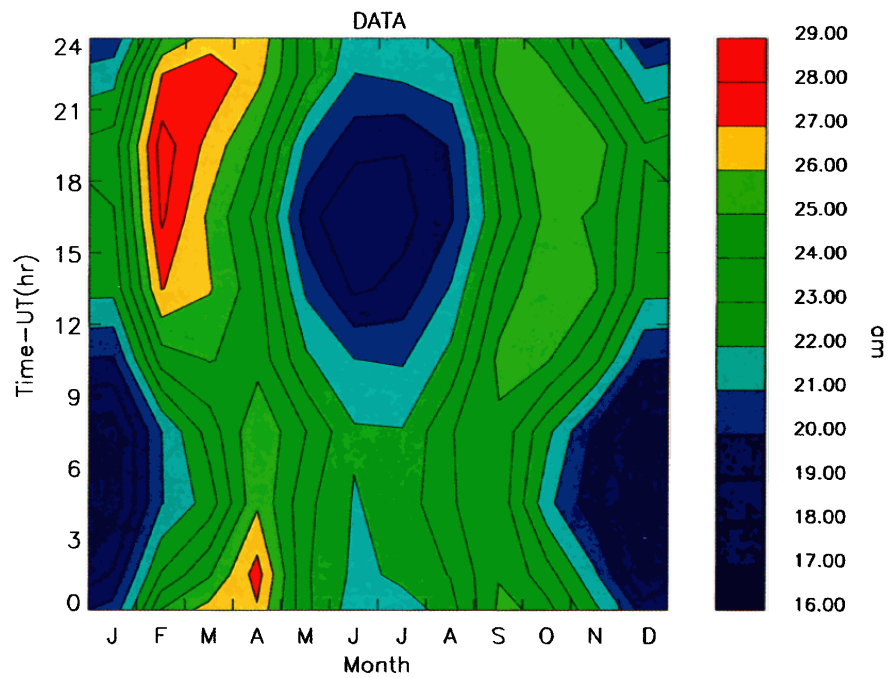
Kevät- (20. tai 21. maaliskuuta) ja syyspäiväntasausten (22. tai 23. syyskuuta) aikaan Maan pyörimisakseli on kohtisuorassa aurinkotuulen tulosuuntaan nähden. Maan dipoliakseli on noin 11° kallellaan pyörimisakseliin nähden joten se pyörii Maan pyöriessä itsensä ympäri. Maan dipoliakselin kulman vaihtelussa aurinkotuulen tulosuunnan kanssa on siis vuosivaihtelu ja päivävaihtelu. Geomagneettisen aktiivisuuden vaihtelu seuraa tätä kulmaa pitkällä aikavälillä varsin hyvin. Dipoliakselin ja aurinkotuulen välisen kulman vuosi- ja päivävaihtelu on esitetty kuvassa 33. Kuvassa 34 on esitetty *am*-indeksin keskiarvoinen vuosi- ja päivävaihtelu vuosina 1959-1997. Molemmissa nähdään minimi joulukuussa noin klo 3-6 UT ja kesäkuussa noin klo 15-18 UT.



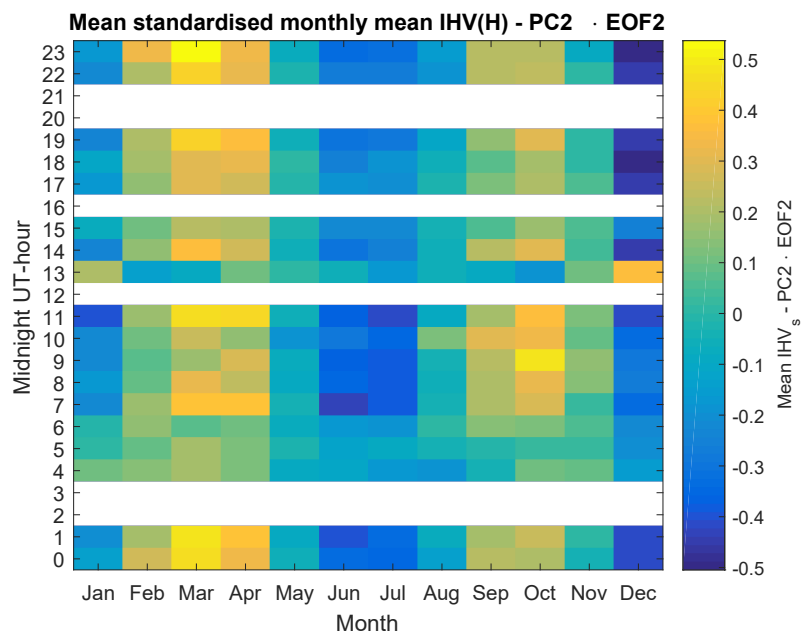
Kuva 33: Maan dipoliakselin ja aurinkotuulen välisen kulman yhdistetty vuosi-päivävaihtelu [Cliver *et al.*, 2000].

Cliver *et al.* [2000] esittivät, että geomagneettinen aktiivisuus olisi heikompaa kun dipoliakselin kulma poikkeaa suorastakulmasta. Lyatsky *et al.* [2001] esittivät, että päiväntasausten aikaan kummankaan hemisfäärin yöpuolen revontuliovaali ei ole valaistu, jolloin kentänsuuntaisilla virroilla ei ole johtavaa reittiä ionosfäärin läpi. Kesällä ja talvella Auringon UV-säteily ionisoi myös yöpuolta paikallisen kesän valaistulla napa-alueella. Tällöin virralla on reitti, mitä pitkin kulkea yhtenäisesti. Päiväntasausten aikaan, kun molemmat napa-alueet ovat yöpuolelta pimeitä, jännitteet eivät pääse niin helposti purkautumaan vaan kasvavat suuremmiksi, mikä aiheuttaa suuremman virran jännitteen purkautuessa. Lyatsky ja Tan [2003] tutkivat indeksien puolivuositaihteita eri leveyspiireillä. Myös Dst-indeksillä on puolivuositainen vaihtelu minkä vuoksi myös rengasvirran tuottamissa magneettisissa myrskyissä on puolivuositainen vaihtelu.

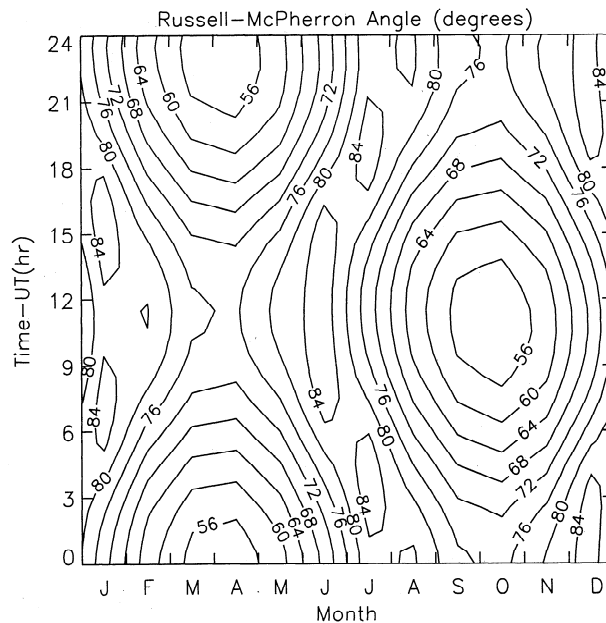
Pääkomponenttianalyysissä lähellä 0° CGM-pituuspiiriä olevien asemien EOF2 on positiivinen mikä näkyy kuvassa 28. Näille asemille PC2:n vaihtelulla on kesämaksimi. Lähellä 180° CGM-pituuspiiriä asemien EOF2 on negatiivinen joten niillä PC2:n vaihtelulla on talvimaksimi. PC2 kuvaa eri pituuspiireillä olevien asemien välistä eroa. Kuvassa 34 nähdään *am*-indeksin kesämaksimi kun UT on 6 ja talvimaksimi kun UT on 18. Kuvassa 35 on esitetty *IHV*-indeksin vuosivaihtelu keskiyön UT-tunnin mukaan vuosina 1966-2014 josta on vähennetty PC2. Poistamalla PC2 poistetaan kesämaksimi ja talvimaksimi. Tällöin jäljelle jää puolivuositainen vaihtelu joka ei riipu aseman pituuspiiristä eikä siten UT-tunneista joita on



Kuva 34: *am*-indeksin keskiarvoinen yhdistetty vuosi-päivävaihtelu vuosina 1959-1997 [Cliver *et al.*, 2000].



Kuva 35: *IHV*-indeksin vuosivaihtelu josta on vähennetty toinen PC jaoteltuna aseman keskiyön UT tunnin mukaan vuosina 1966-2014.



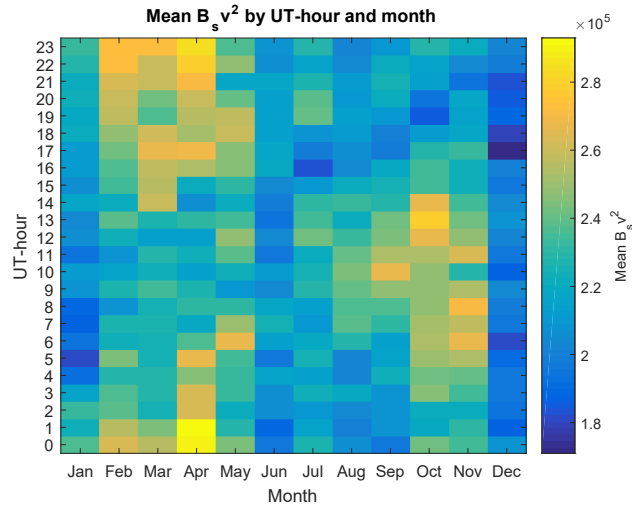
Kuva 36: Russellin ja McPherronin teorian GSM-koordinaatiston Z-akselin ja GSEQ-koordinaatiston XY-tason välisen kulman yhdistetty vuosi-päivävaihtelu [Cliver *et al.*, 2000].

käytetty *IHV*-indeksin laskemiseen.

8.6.2 Russellin ja McPherronin teoria

Russell ja McPherron [1973] esittivät, että etelänsuuntainen HMF-komponentti GSM-koordinaatistossa vaihtelee puolivuositain ja vaikuttaa siihen, kuinka paljon magneettista energiaa siirtyy magnetosfääriin päiväpuolen rekonnektiossa. HMF-kenttäviivat muodostavat Parkerin spiraalin muodon Auringon pyöriessä ja Maan etäisyydellä HMF-kentän suunta on noin 45° verrattuna Aurinko-suuntaan nähden. HMF-kenttäviivojen suunta on joko poispäin Auringosta tai sitä kohti riippuen koronan magneettikentän polariteetista. GSM-koordinaatiston Z-akselin kulma GSEQ-koordinaatiston XY-tasoon nähden vaihtelee vuoden aikana ja päivän aikana. T-sektorissa HMF on etelänsuuntainen GSM-koordinaatistossa keväällä ja A-sektorissa syksyllä.

GSM-koordinaatiston Z-akselin ja Auringon ekvaattoritason välisen kulman UT-vuodenaikavaihtelu on esitetty kuvassa 36. Kulma poikkeaa eniten suorastakulmasta maaliskuussa kello 21-01 UT ja lokakuussa kello 9-13 UT, jolloin aktiivisuuden pitäisi mallin mukaan olla suurin. Vaikka kulma poikkeaa eniten suorastakulmasta keväällä ja syksyllä milloin myös puolivuositaisen vaihtelun



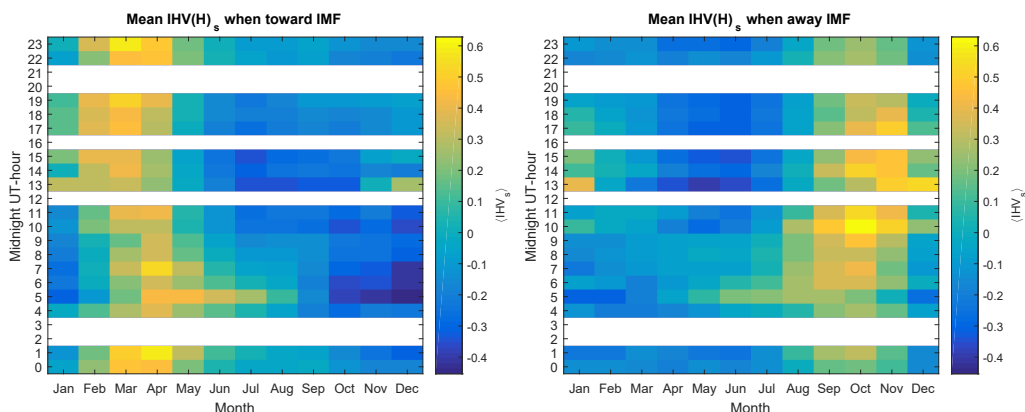
Kuva 37: Suureen $B_s V^2$ keskiarvoinen vuosi- ja UT-vaihtelu. Keskiarvot on laskettu vuosilta 1964-2015.

maksimit ovat, poikkeaa RM-kulman päivävaihtelu havaitusta geomagneettisen aktiivisuuden päivävaihtelusta. $B_s V^2$ -suureen yhdistetty päivä- ja vuosivaihtelu on esitetty kuvassa 37 missä näkyy miten $B_s V^2$ -suure seuraa RM-kulmaa.

Kuvassa 38 on esitetty taulukon 9 asemien standardoiduista *IHV*-indekseistä lasketut keskiarvot kuukauden ja aseman keskiyön UT tunnin mukaan jaettuna. T- ja A-sektorien aikaiset keskiarvot on esitetty eri kuvissa. Asemat on jaettu keskiyön UT tunnin mukaan asemajoukkoihin. Eri asemajoukoissa on eri määrä asemia. Jokaiselle asemajoukolle on laskettu päivittäisen HMF-suunnan mukaan T- ja A-sektoreiden keskiarvot eri kuukausille päivittäisestä standardoidusta *IHV*-indekseistä. Kuvasta nähdään että T-sektorin aikana geomagneettinen aktiivisuuden maksimi on keväällä ja A-sektorin aikaan syksyllä, mikä on RM-teorian mukaista. UT-vaihtelu näkyy maksimin ajankohdassa eri keskiyön UT-tunteina sillä keskiyön-UT tunti määrää mitä UT-tunteja on käytetty *IHV*-indeksin laskemiseen.

Kuvassa 39 on esitetty taulukon 9 standardoitujen *IHV*-indeksien vuodenaika-keskiarvot T- ja A-sektoreille vuosina 1966-2014. Päivittäiset standardoidut *IHV*-indeksit on jaettu päivittäisen HMF-suunnan mukaan T- ja A-sektoreihin, minä jälkeen on laskettu keskiarvot eri vuodenaajoille. Asemat on esitetty CGM-koordinaatistossa. T-sektorissa nähdään suurin aktiivisuus suurimmassa osassa asemia keväällä ja A-sektorissa syksyllä RM-teorian mukaisesti. Korkean leveyspiirin asemissa aktiivisin aika nähdään paikallisen kesän aikaan molemmissa sektoreissa.

Orlando et al. [1993] vertasivat *aa*-indeksin ja $B_s V^2$ -suureen vuosivaihtelua jaoteltuna aikoihin, jolloin Maa on A- ja T-sektoreissa. Kuvassa 40 on esitetty *aa*-



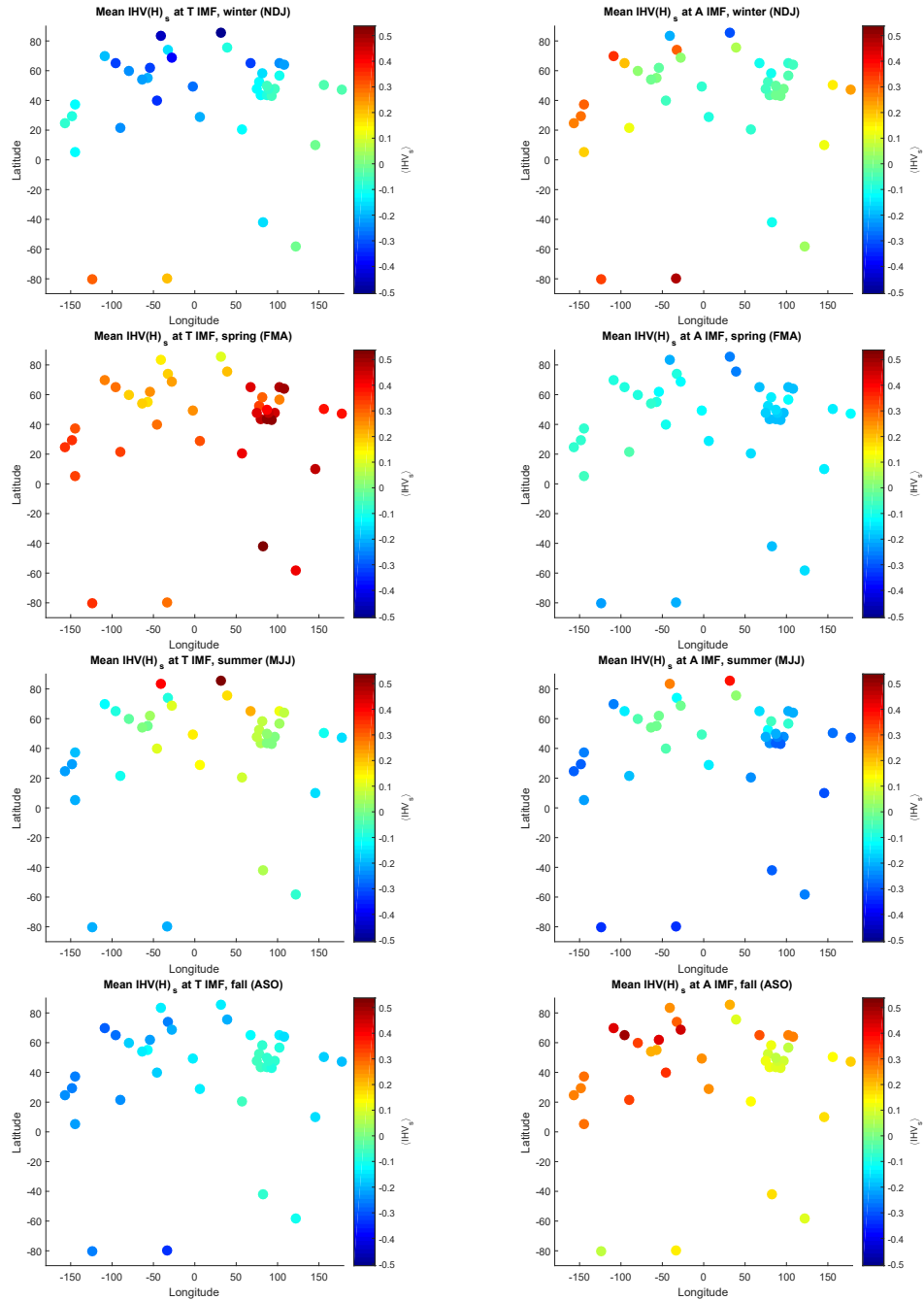
Kuva 38: Taulukon 9 asemien standardoitujen IHV -indeksien keskiarvot vuosille 1966-2014 kuukauden ja keskiyön UT-tunnin mukaan jaettuna. Arvot on jaettu erikseen HMF- T-sektorin (vasen kuva) ja A-sektorin (oikea kuva) aikaisille päiville.

indeksi ja $B_s V^2$ -suure A- (vasen kuvaaja) ja T-sektoreissa (oikea kuvaaja). Kuvassa on merkitty myös keskiarvon laskemiseen käytettyjen päivien määrät pylvinä A-sektorissa N_+ ja T-sektorissa N_- . Kuvassa nähdään että aa -indeksillä on RM-teorian mukainen syksyn maksimi A-sektorissa ja kevään maksimi T-sektorissa ja että aa -indeksillä on hyvin samanlainen vuosivaihtelu molemmissa sektorissa kuin $B_s V^2$ -suureella.

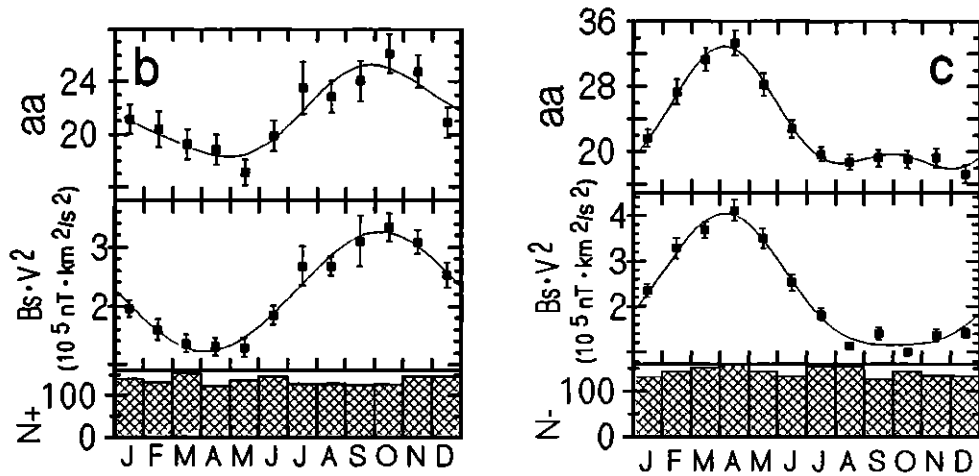
8.6.3 Aksiaaliteoria

Maan ratataso on kallellaan Auringon ekvaattoritasoon nähden, minkä vuoksi Maan heliograafinen leveysaste muuttuu vuoden aikana välillä $\pm 7.2^\circ$. Maa on korkeimmalla pohjoisella heliograafisella leveysasteella 7. syyskuuta ja korkeimmalla eteläisellä heliograafisella leveysasteella 5. maaliskuuta. Maan sijainnin korkeammalla heliograafisella leveyspiirillä on ajateltu lisäävään geomagneettista aktiivisuutta kun Maahan kohdistuu enemmän nopeaa aurinkotuulta koronan aukoista. Lisäksi aurinkotuulen nopeudella on olemassa hemisfääriero jota on käsitelty kappaleessa 8.4.

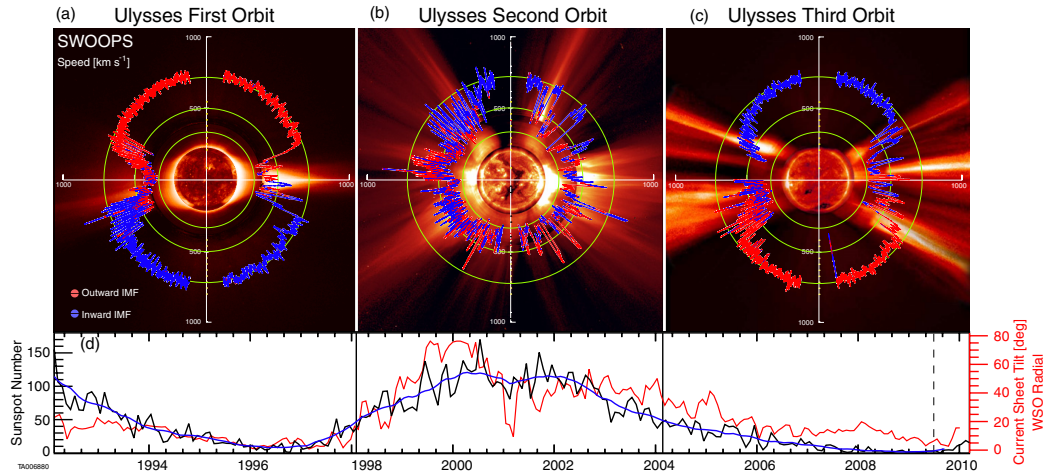
Kuvassa 41 on esitetty Ulysses-satelliitin mitaamat aurinkotuulen nopeus ja HMF-polariteetti. Ulysses-satelliitti kiersi Auringon korkealla polaariradalla 80° kallistumassa Auringon ekvaattoriin nähden lähes kolme kertaa 1.3-5.41 AU:n etäisyydellä (AU=*astronomical unit*) Auringosta. Kuvan vasemmalla olevan kieroksen aikana aurinkosykli oli minimissä, keskellä aurinkosykli oli maksimissa ja oikealla aurinkosykli oli jälleen minimissä. Vertailun vuoksi kuvassa alhaalla on esitetty auringonpilkkuluku. Aurinkosyklin minimin aikaan HMF:n polariteet-



Kuva 39: Taulukon 9 asemien standardoitujen IHV-indeksien vuodenaikakeskiarvot vuosille 1966-2014. Asemat on esitetty CGM-koordinaatistossa. Arvot on jaettu erikseen HMF:n T-sektorin (vasen kolumni) ja A-sektorin (oikea kolumni) aikaisille päiville.



Kuva 40: aa -indeksin ja $B_s V^2$ -suureen kuukausikeskiarvojen vuosivaihtelu A- (vasen kuvaaja) ja T-sektoreissa (oikea kuvaaja) vuosina 1965-1987. Kuvassa on merkitty myös keskiarvon laskemiseen käytettyjen päivien määrät A-sektorissa N_+ ja T-sektorissa N_- [Orlando *et al.*, 1993].



Kuva 41: Ulysses-satelliitin polaariradalla mitaamat aurinkotuulen nopeus ja polariteetti. Aurinkotuulen nopeutta on merkitty kuvaajan etäisyydellä Auringosta. Magneettikentän polariteetti kohti Auringkoa on merkitty sinisellä ja polariteetti pois päin Auringosta on merkitty punaisella. Jokaisessa kuvassa aika kulkee vastapäivään alkaen vasemmalta (kello 9). Alhaalla on esitetty auringonpilkkuluku mustalla ja tasoitettu auringonpilkkuluku sinisellä. Punaisella on merkitty mallinnettua HCS:n leveysasteen kallistumaa [McComas *et al.*, 2013].

ti eri hemisfääreillä on keskenään vastakkaismerkkinen, sillä minimiaikaan Auringon magneettikenttä on lähes dipoli. Aurinkosyklimaksimin aikaan polariteetti vaihtelee eri leveysasteilla eikä polariteetillä ole samanlaista rakennetta kuin minimiaikaan. Minimiaikaan aurinkotuulen nopeus on tasaisen suuri laajasti eri korkeilla leveysasteilla ja selvästi pienempi lähellä Auringon ekvaattoria. Korkeilla leveysasteilla on minimiaikaan suuret koronan aukot joista virtaa nopeaa aurinkotuulta kun taas lähellä ekvaattoria streamereistä tulee hidasta aurinkotuulta. Aurinkosyklimaksimin aikaan nopeus vaihtelee paljon eri leveysasteilla. Aksiaali-teorian mukaisesti aurinkotuulen nopeus on suurempi korkeilla leveysasteilla aurinkosykliniminin aikaan. Aurinkosyklimaksimiaikaan aurinkotuulen nopeus ei kuitenkaan ole suurempi korkeilla leveysasteilla.

8.6.4 Puolivuosivaihtelun teorioiden vertailu

Geomagneettisen aktiivisuuden puolivuosisvaihtelu seuraa parhaiten maan dipoliakselin ja aurinkotuulen tulosuunnan välistä kulmaa maksimien ajankohdassa ja UT-vaihtelun osalta eri kuukausina [Cliver *et al.*, 2002].

Heliosfäärin magnettikentän B_s -komponentilla on Russellin ja McPherronin mallin mukainen puolivuosisvaihtelu, jonka UT-vaihtelu ei vastaa havaittua geomagneettisen aktiivisuuden UT-vaihtelua eri kalenterikuukausina. Aurinkotuulen nopeudella on auringon polariteetista riippuva vuosivaihtelu, jonka maksimi on keväällä parillisen aurinkosyklin jälkeisenä miniminä, kun auringon pohjoisella korkeilla leveyspiireillä on positiivinen polariteetti, ja syksyllä parittoman aurinkosyklin jälkeisenä miniminä [Zieger ja Mursula, 1998].

9 Yhteenveto

Tässä tutkielmassa tutkittiin geomagneettisen aktiivisuuden säännöllisiä vaihte-luita. Tutkielmassa esiteltiin Auringon, aurinkotuulen ja magnetosfäärin ominai-suuksia geomagneettisen aktiivisuuden lähteinä. Geomagneettista aktiivisuutta tut-kittiin pääasiassa Auringon modernin maksimin laskevalla kaudella 1960-luvulta eteenpäin. Geomagneettisen aktiivisuuden ajallisen ja paikallisen vaihtelun tutki-misessa käytettiin apuna 40 aseman *IHV*-indeksin standardoiduille kuukausikes-kiarvoille tehtyä pääkomponenttianalyysiä. Lisäksi tutkimuksessa esiteltiin geo-magneettisen datan käsittelyä ja geomagneettisen aktiivisuuden indeksejä.

Pitkäaikainen geomagneettisen aktiivisuuden taso on muuttunut merkittävästi modernin maksimin aikana. Geomagneettisen aktiivisuuden taso on noussut 1900-1950 -luvulla modernin maksimin nousevalla kaudella ja laskenut 1980-2010 -luvulla modernin maksimin laskevalla kaudella. HMF:n voimakkuus ja aurinko-tuulen nopeus, jotka ovat tärkeitä parametrejä geomagneettisen aktiivisuuden syn-

nyssä, ovat myös laskeneet modernin maksimin laskevalla kaudella. Aurinkosykli 20 oli poikkeuksellisen matala viereisiin sykleihin nähden, mikä näkyy myös geomagneettisen aktiivisuuden matalampana tasona.

Geomagneettisella aktiivisuudella on suuri aurinkosyklivaihtelu. Aurinkotuulen nopeus on suurin aurinkosyklin laskevalla kaudella, jolloin Maahan kohdistuu eniten nopeaa aurinkotuulta suurista koronan aukoista jotka ulottuvat matalille heliograafisille leveysasteille. Tämän vuoksi geomagneettinen aktiivisuus on suurin aurinkosyklin laskevalla kaudella. Koronan massapurkauksia on eniten aurinkosyklin maksimiaikaan. Koronan massapurkaukset aiheuttavat suurimmat geomagneettiset myrskyt, joita on eniten aurinkosyklin maksimiaikaan. Pääkomponenttianalyysin ensimmäisellä pääkomponentilla on vahva aurinkosyklivaihtelu, joka aiheutuu suurilta osin nopeasta aurinkotuulesta.

Globaalilla geomagneettisella aktiivisuudella on vuosivaihtelu, jonka maksimiaika vaihtelee kevään ja syksyn välillä aurinkosyklistä toiseen 22-vuoden sykleissä. Tämä on luultavasti seurausta hemisfäärierosta Auringon magneettikentän rakenteesta, joka vaihtuu syklistä toiseen. Maa sijaitsee korkeimmalla pohjoisella heliograafisella leveysasteella syksyllä ja korkeimmalla eteläisellä heliograafisella leveysasteella keväällä.

Geomagneettisella aktiivisuudella on UT-vaihtelu, mikä on seurausta siitä, että Maan magneettinen napa pyörii Maan akselin ympäri ja sen suunta Aurinkoon nähden vaihtelee. Magneettinen napa on pohjoisella ja eteläisellä pallonpuoliskoilla vastakkaisilla pituusasteilla, minkä vuoksi UT-vaihtelun vaihe eri pallonpuoliskoilla on vastakkainen.

Geomagneettisella aktiivisuudella on puolivuosisivaihtelu, jonka maksimit ovat keväällä ja syksyllä. Aurinkoa kohti oleva HMF:n suunta synnyttää aktiivisuutta keväälle ja pois päin auringosta oleva HMF:n suunta synnyttää aktiivisuutta syksylle RM-teorian mukaisesti. Puolivuosisivaihtelulla on RM-teorian mukainen HMF-polariteettiriippuvuus.

Yhdistetyssä päivä-vuosivaihtelussa geomagneettinen aktiivisuus seuraa Maan dipoliakselin ja aurinkotuulen tulosuunnan välistä kulmaa ollen suurin silloin, kun kulma on lähimpänä suoraa kulmaa. Tämä sopii parhaiten ekvinoktiaaliteoriaan. Magnetosfäärin responssi suosii ekvinoktiaaliteorian mukaista kulmariippuvuutta mikä aiheuttaa suurimman osan puolivuosisivaihtelusta.

Pääkomponenttianalyysin toisella pääkomponentilla on vahva kesä-talvi vuosivaihtelu. Toisen pääkomponentin painotuksilla on vahva pituuspiiriiriippuvuus missä lähellä 0° CGM-pituuspiiriä asemilla on positiivinen painotus ja lähellä -180° CGM-leveyspiirillä on negatiivinen painotus. Poistamalla toisen pääkomponentin osuus *IHV*-indeksin datasta jää jäljelle puolivuosisivaihtelu jossa ei ole UT-vaihtelua. Toinen pääkomponentti kuvaa ekvinoktiaaliteorian mukaista päivä-vuosivaihtelua.

Tässä tutkielmassa nähtiin että *IHV*-indeksillä näkyy puolivuosisivaihtelu jo-

ka on sekä RM-teorian että ekvinoktiaaliteorian mukainen. Ekvinoktiaaliteorian mukainen kulmariippuvuus on tärkein puolivuosisvaihtelun aiheuttaja. RM-teorian mukaisesti HMF:n suunta erottelee kevään ja syksyn maksimit toisistaan, minkä vuoksi myös RM-teoria on tärkeä puolivuosisvaihtelun aiheuttaja. Aksiaaliteorian mukainen aurinkotuulen nopeuden vaihtelun osuus on luultavasti pienin kolmesta teoriasta.

Lähteet

- Bartels, J. (1932). Terrestrial-magnetic activity and its relations to solar phenomena. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 37(1), 1-52.
- Bartels, J., Heck, N. H., & Johnston, H. F. (1939). The three-hour-range index measuring geomagnetic activity. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 44(4), 411-454.
- Campbell, W. H. (2001). *Earth magnetism: a guided tour through magnetic fields*. Elsevier.
- Clauer, C. R., & McPherron, R. L. (1974). Mapping the local time-universal time development of magnetospheric substorms using mid-latitude magnetic observations. *Journal of Geophysical Research*, 79(19), 2811-2820.
- Clilverd, M. A., Clark, T. D. G., Clarke, E., & Rishbeth, H. (1998). Increased magnetic storm activity from 1868 to 1995. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60(10), 1047-1056.
- Clilverd, M. A., Clarke, E., Ulich, T., Linthe, J., & Rishbeth, H. (2005). Reconstructing the long-term aa index. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A7).
- Cliver, E. W., Kamide, Y., & Ling, A. G. (2000). Mountains versus valleys: Semiannual variation of geomagnetic activity. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 105(A2), 2413-2424.
- Cliver, E. W., & Ling, A. G. (2002). Secular change in geomagnetic indices and the solar open magnetic flux during the first half of the twentieth century. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 107(A10), SSH-11.
- Cliver, E. W., Kamide, Y., & Ling, A. G. (2002). The semiannual variation of geomagnetic activity: Phases and profiles for 130 years of aa data. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(1), 47-53.
- Cortie, A. L. (1912). Sun-spots and terrestrial magnetic phenomena, 1898-1911. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 73, 52.

- Davis, T. N., & Sugiura, M. (1966). Auroral electrojet activity index AE and its universal time variations. *Journal of Geophysical Research*, 71(3), 785-801.
- Finch, I. D., Lockwood, M. L., & Rouillard, A. P. (2008). Effects of solar wind magnetosphere coupling recorded at different geomagnetic latitudes: Separation of directly-driven and storage/release systems. *Geophysical Research Letters*, 35(21).
- Gjerloev, J. W. (2012). The SuperMAG data processing technique. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 117(A9).
- Gnevyshev, M. N. (1967). On the 11-years cycle of solar activity. *Solar Physics*, 1(1), 107-120.
- Holappa, L., Mursula, K., Asikainen, T., & Richardson, I. G. (2014). Annual fractions of high-speed streams from principal component analysis of local geomagnetic activity. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119(6), 4544-4555.
- IGRF, International Geomagnetic Reference Field (2021).
<https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>.
- ISGI, International Service of Geomagnetic Indices (2021).
<http://isgi.unistra.fr>.
- Jankowski, J., & Sucksdorff, C. (1996). Guide for magnetic measurements and observatory practice.
- Jolliffe, I. T., & Cadima, J. (2016). Principal component analysis: a review and recent developments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 374(2065), 20150202.
- Lockwood, M., Stamper, R., & Wild, M. N. (1999). A doubling of the Sun's coronal magnetic field during the past 100 years. *Nature*, 399(6735), 437-439.
- Lockwood, M. (2003). Twenty-three cycles of changing open solar magnetic flux. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 108(A3).
- Lockwood, M., Whiter, D., Hancock, B., Henwood, R., Ulich, T., Linthe, H. J., ... & Clilverd, M. A. (2006). The long-term drift in geomagnetic activity: calibration of the aa index using data from a variety of magnetometer stations. *Ann. Geophys.*
- Lockwood, M. (2013). Reconstruction and prediction of variations in the open solar magnetic flux and interplanetary conditions. *Living Reviews in Solar Physics*, 10(1), 4.
- Lockwood, M., Chambodut, A., Barnard, L. A., Owens, M. J., Clarke, E., & Mendel, V. (2018a). A homogeneous aa index: 1. Secular variation. *Journal of*

- Space Weather and Space Climate, 8, A53.
- Lockwood, M., Finch, I. D., Chambodut, A., Barnard, L. A., Owens, M. J., & Clarke, E. (2018b). A homogeneous aa index: 2. Hemispheric asymmetries and the equinoctial variation. *Journal of Space Weather and Space Climate*, 8, A58.
- Lockwood, M., Haines, C., Barnard, L. A., Owens, M. J., Scott, C. J., Chambodut, A., & McWilliams, K. A. (2021). Semi-annual, annual and Universal Time variations in the magnetosphere and in geomagnetic activity: 4. Polar Cap motions and origins of the Universal Time effect. *Journal of Space Weather and Space Climate*, 11, 15.
- Lu, H., Li, Y., Clilverd, M. A., & Jarvis, M. J. (2012). Trend and abrupt changes in long-term geomagnetic indices. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 117(A5).
- Lyatsky, W., Newell, P. T., & Hamza, A. (2001). Solar illumination as cause of the equinoctial preference for geomagnetic activity. *Geophysical research letters*, 28(12), 2353-2356.
- Lyatsky, W., & Tan, A. (2003). Latitudinal effect in semiannual variation of geomagnetic activity. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 108(A5).
- Mayaud, P. N. (1968). Indices Kn, Ks et Km, 1964-1967. Ed. C.N.R.S., 156 p.
- Mayaud, P. N. (1972). The aa indices: A 100-year series characterizing the magnetic activity. *Journal of Geophysical Research*, 77(34), 6870-6874.
- McComas, D. J., Angold, N., Elliott, H. A., Livadiotis, G., Schwadron, N. A., Skoug, R. M., & Smith, C. W. (2013). Weakest solar wind of the space age and the current “mini” solar maximum. *The Astrophysical Journal*, 779(1), 2.
- Menvielle, M., & Berthelier, A. (1991). The K-derived planetary indices: Description and availability. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 415-432.
- Mursula, K., Martini, D., & Karinen, A. (2004). Did open solar magnetic field increase during the last 100 years? A reanalysis of geomagnetic activity. *Solar Physics*, 224(1), 85-94.
- Mursula, K., & Martini, D. (2007). A new verifiable measure of centennial geomagnetic activity: Modifying the K index method for hourly data. *Geophysical research letters*, 34(22).
- Mursula, K., Holappa, L., & Karinen, A. (2008). Correct normalization of the Dst index. *Astrophysics and Space Sciences Transactions*, 4(2), 41-45.
- Mursula, K., Tanskanen, E., & Love, J. J. (2011). Spring-fall asymmetry of

- substorm strength, geomagnetic activity and solar wind: Implications for semiannual variation and solar hemispheric asymmetry. *Geophysical Research Letters*, 38(6).
- Mursula, K., & Holappa, L. (2017). Principal component analysis of geomagnetic activity: New information on solar wind. *Proceedings of the International Astronomical Union*, 13(S335), 197-200.
- Newell, P. T., & Gjerloev, J. W. (2011). Evaluation of SuperMAG auroral electrojet indices as indicators of substorms and auroral power. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(A12).
- OMNIWeb, Goddard Space Flight Center, Space Physics Data Facility (2021). <https://omniweb.gsfc.nasa.gov>.
- Orlando, M., Moreno, G., Parisi, M., & Storini, M. (1993). Semiannual variation of the geomagnetic activity and solar wind parameters. *Geophysical research letters*, 20(20), 2271-2274.
- Perreault, P., & Akasofu, S. I. (1978). A study of geomagnetic storms. *Geophysical Journal International*, 54(3), 547-573.
- Richardson, I. G., Cane, H. V., & Cliver, E. W. (2002). Sources of geomagnetic activity during nearly three solar cycles (1972–2000). *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 107(A8), SSH-8.
- Richardson, I. G., & Cane, H. V. (2010). Near-Earth interplanetary coronal mass ejections during solar cycle 23 (1996–2009): Catalog and summary of properties. *Solar Physics*, 264(1), 189-237.
- Richardson, I. G., & Cane, H. V. (2012). Solar wind drivers of geomagnetic storms during more than four solar cycles. *Journal of Space Weather and Space Climate*, 2, A01.
- Richardson, I. G. (2018). Solar wind stream interaction regions throughout the heliosphere. *Living reviews in solar physics*, 15(1), 1-95.
- Russell, C. T., & McPherron, R. L. (1973). Semiannual variation of geomagnetic activity. *Journal of geophysical research*, 78(1), 92-108.
- Russell, C. T. (2001). The dynamics of planetary magnetospheres. *Planetary and Space Science*, 49(10-11), 1005-1030.
- Schatten, K. H., Wilcox, J. M., & Ness, N. F. (1969). A model of interplanetary and coronal magnetic fields. *Solar Physics*, 6(3), 442-455.
- SILSO, Sunspot Index and Longterm Solar Observations (2021). <https://wwwbis.sidc.be/silso>.

- Stamper, R., Lockwood, M., Wild, M. N., & Clark, T. D. G. (1999). Solar causes of the long-term increase in geomagnetic activity. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 104(A12), 28325-28342.
- Sugiura, M., & Kamei, T. (1991). Equatorial Dst index 1957–1986. *IAGA Bulletin*, vol. 40, pp. 17–38.
- SuperMAG (2021), <https://supermag.jhuapl.edu>.
- Svalgaard, L., & Wilcox, J. M. (1978). A view of solar magnetic fields, the solar corona, and the solar wind in three dimensions. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 16(1), 429-443.
- Svalgaard, L., Cliver, E. W., & Le Sager, P. (2004). IHV: a new long-term geo magnetic index. *Advances in Space Research*, 34(2), 436-439.
- Svalgaard, L., & Cliver, E. W. (2005). The IDV index: Its derivation and use in inferring long-term variations of the interplanetary magnetic field strength. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A12).
- Svalgaard, L., & Cliver, E. W. (2007). Interhourly variability index of geomagnetic activity and its use in deriving the long-term variation of solar wind speed. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 112(A10).
- Svalgaard, L., & Cliver, E. W. (2010). Heliospheric magnetic field 1835–2009. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A9).
- Svalgaard, Leif Svalgaard's Research Page (2021). <https://svalgaard.leif.org/research>.
- Tanskanen, E. I., Pulkkinen, T. I., Viljanen, A., Mursula, K., Partamies, N., & Slavin, J. A. (2011). From space weather toward space climate time scales: Substorm analysis from 1993 to 2008. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(A5).
- Vasyliunas, V. M., Kan, J. R., Siscoe, G. L., & Akasofu, S. I. (1982). Scaling relations governing magnetospheric energy transfer. *Planetary and Space Science*, 30(4), 359-365.
- VITMO, Goddard Space Flight Center OMNIweb plus. Virtual Ionosphere, Thermosphere, Mesosphere Observatory (2021). <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/cgm.html>.
- Wang, H., & Lühr, H. (2007). Seasonal-longitudinal variation of substorm occurrence frequency: Evidence for ionospheric control. *Geophysical research letters*, 34(7).
- WDC Edinburgh, World Data Centre for Geomagnetism, Edinburgh (2021). <http://www.wdc.bgs.ac.uk>.

WDC Kyoto, World Data Center for Geomagnetism, Kyoto (2021).

<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp>.

Zieger, B., & Mursula, K. (1998). Annual variation in near-Earth solar wind speed: Evidence for persistent north-south asymmetry related to solar magnetic polarity. *Geophysical research letters*, 25(6), 841-844.